

Masteroppgave i geofag

Overflatedeformasjon

*Beregning av hastighetsvektorer ved
krysskorrelasjonsmatching av ortofoto*

Bernt Larsen



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Overflatedeformasjon

*Beregning av hastighetsvektorer ved
krysskorrelasjonsmatching av ortofoto*

Bernt Larsen



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Naturgeografi, hydrologi og geomatikk

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

August 2007

© **Bernt Larsen, 2007**

Veileder(e): Trond Eiken, senioring. Institutt for Geofag, Bernd Etzelmuller, prof. Institutt for Geofag

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forord

Denne oppgaven inngår som en del av Mastergraden i geomatikk ved Avdeling for naturgeografi, Institutt for geofag, Universitetet i Oslo. Oppgaven er gitt av veileder senioringeniør Trond Eiken og professor Bernd Etzelmuller.

En stor takk til Trond Eiken for god veiledning, tålmodighet, stoisk smittende ro og for alltid å være tilgjengelig for mine spørsmål. I tillegg vil jeg takke for flotte opplevelser fra Island og Aurland, de henger høyt.

Jeg vil også takke Bernd Etzelmuller for god veiledning og forståelse når tiden begynte å bli knapp. Andreas Kääb for kyndig veiledning i den avsluttende fasen og Herman Farbrot for gode litteraturreferanser og fine turene i permafrostens riker.

Til alle dere andre vil jeg si tusen takk for noen minneverdige år her på Blindern både utenfor og innenfor gjerdet. Først til Lars, det er tanken som teller. Svein Olav, du er masterstudentenes orakel og terapeut, takk for god veiledning og hjelp til korrektur. Og sist men ikke minst en stor takk til Ingunn som har korrigert alle formuleringene jeg har sett meg blind på.

Til slutt vil jeg takke familien med mamma, pappa og ”brorsan” som har hatt så god forståelse og tålmodighet alle disse årene.

Sammendrag

I denne oppgaven sees det på muligheten for å benytte eldre flybilder med varierende kvalitet og temporal oppløsning for å detektere signifikant overflatedeformasjon i fjellsiden Torfastaðamelar, Hlíðarfjöll på Øst Island.

Ved bruk av digital fotogrammetri genereres terrengmodeller og ortofoto over fjellsiden for å til slutt å utføre krysskorrelasjonsmatching av ortofoto fra 1977, 1988 og 2002. Det foreligger ingen absolutte nøyaktighetsvurderinger ettersom datagrunnlaget ikke er knytte til noen form for fasit eller referanseramme. Resultatene er derfor basert på relative kvalitets og nøyaktighetsvurderinger. De målte hastighetsvektorene viser en relativ overflatebevegelse fra omkring 9 til 11 cm per år, og viser signifikant bevegelse.

Fjellsiden ligger i et periglasialt miljø, og målinger fra borehull i feltområdet viser ikke tegn til permafrost, selv om det er utbredt strukturmark med tilsynelatende aktive prosesser. Det argumenteres for at den klimatiske historien og landformene i området taler for en tidligere tilstedeværelse av permafrost. Videre argumenteres det for at dagens geomorfologiske prosesser er dominert av god tilgang til vann og frostprosesser.

Innhold

INNHold	1
1. INNLEDNING	5
1.1 OPPGAVENS TEMA OG PROBLEMSTILLING	5
1.2 MÅLSETTING, BAKGRUNN OG METODE	6
1.3 TIDLIGERE FORSKNING	9
1.4 OPPGAVENS BEGRENSNINGER OG VIDERE OPPBYGNING	11
2. OMRÅDEBESKRIVELSE	13
2.1 BELIGGENHET	13
2.2 GEOLOGI	15
2.3 KLIMA	17
2.3.1 <i>Metrologiske data fra feltområdet 1961-2006</i>	19
3. TEORI	23
3.1 DIGITAL FOTOGRAMMETRI	23
3.1.1 <i>Digitalisering av bilder ved skanning</i>	24
3.1.2 <i>Bildepyramide og epipolare linjer</i>	25
Bildepyramide	25
Epipolare linjer	26
3.1.3 <i>Orientering av bildene</i>	27
Det perspektiviske samband/Kolinearitetsbetingelsen	27
Indre orientering	30
Kamerakalibrering	31
Ytre orientering	33

Aerotriangulering med strålebuntutjevning	35
Statens Kartverks standard for Kart og geodata ver.19.12.2003	36
3.2 DIGITAL TERRENGMODELL OG ORTOFOTO	37
3.2.1 Digital terrengmodell (DTM).....	37
3.2.2 Ortofoto.....	38
Nærmeste nabo	40
Bilineær resampling	40
Kubisk konvolusjon interpolasjon	40
Eksponentiell interpolasjon	41
Histogrammatching	41
3.2.3 Nøyaktighet i digitalt ortofoto	42
Oppstikkende detaljer	42
Feil i DTM'en.....	43
3.3 MATCHING OG TEKNIKKER	45
3.3.1 Arealbasert matching	46
Krysskorrelasjonsmetoden	46
Minste kvadraters metode.....	47
3.3.2 Objektbasert matching	48
3.4 GNSS.....	49
3.4.1 GPS – tid, efemerider og signal	50
3.4.2 Observasjonsteknikker	51
3.4.3 Faktorer som påvirker nøyaktigheten i målingene.....	53
3.5 GEOMORFOLOGI.....	55
3.5.1 Periglasial geomorfologi	55

3.5.2	<i>Permafrost</i>	55
3.5.3	<i>Solifluksjon</i>	58
3.5.4	<i>Hastighet på bevegelse ved solifluksjon</i>	62
3.5.5	<i>Formens opprinnelse</i>	63
4.	METODE OG DATAGRUNNLAG	66
4.1	DATAGRUNNLAGET	66
4.1.1	<i>Flybildene</i>	66
4.1.2	<i>Passpunktene</i>	68
4.2	FELTARBEID	69
4.3	DIGITAL FOTOGRAMMETRI	71
4.3.1	<i>Orientering</i>	71
4.3.2	<i>Automatisk generering av DTM</i>	71
	Terreng og matching i ISAE	72
	Rekonstruksjon av overflaten.....	73
4.3.3	<i>Sammenligning av DTM'ene</i>	73
4.3.4	<i>Ortofotogenerering</i>	74
4.4	CORRELATION IMAGE ANALYSIS (CIAS)	75
4.5	ANALYSE OG ETTERARBEID.....	79
5.	RESULTAT OG DISKUSJON	80
5.1	DET FOTOGRAMMETRISKE ARBEIDET	80
5.1.1	<i>Datagrunnlaget</i>	80
5.1.2	<i>Orienteringen</i>	81
	Nøyaktighet.....	81
	Resultat	81

5.1.3	DTM	82
	Nøyaktighet	82
	Resultat.....	83
5.1.4	Ortofoto.....	86
	Nøyaktighet	86
	Resultatet.....	86
5.2	KRYSSKORRELASJONSMATCHING.....	87
	Nøyaktighet	88
	Resultat.....	89
5.3	GEOMORFOLOGIEN	94
	Klima.....	94
	Bevegelse	94
6.	KONKLUSJON	98
	KILDELISTE.....	99
	APPENDIKS	104
	Vedlegg A	104
	Vedlegg B.....	106
	Vedlegg C.....	107
	Vedlegg D	107

1. Innledning

I dette kapitlet vil det bli gitt en introduksjon av oppgavens omfang, mål og oppbygning.

Av jordas totale landoverflate utgjør glasiøle områder 10 % (Benn & Evans, 1998), og periglasiøle områder 35 % (Williams & Smith, 1989). Glasiøle og periglasiøle områder er ofte forbundet med permafrost som alene utgjør omtrent 26 % av den totale landoverflaten (Williams & Smith, 1989). Å søke å forstå de geomorfologiske prosessene i disse områdene er viktig med tanke på den klimatiske utviklingen, og den påvirkningen landformene og de pågående landformdannende prosessene i slike miljø har for menneskets stadige behov for å overvinne og tilpasse nytt land.

Geomorfologiske prosesser forandrer omgivelsene, men hvordan og i hvilken grad, kan relateres til overordnede klimatiske forhold som påvirker forvitring, erosjon, transport og sedimentering. Større eksogene landformer utvikler seg over tid, og det er derfor viktig å kunne se dem i forhold til den klimatiske utviklingen. Tenker man seg tilbake til opprinnelsen og utviklingen fram til i dag for landformer tilknyttet dagens periglasiøle områder, vil det være naturlig å se for seg at de ble dannet i et klimatisk miljø forskjellig fra dagens. Selv om dagens geomorfologiske prosesser var å finne ved dannelsen av landformene vil det være naturlig å tro at hver prosess sitt relative bidrag var noe forskjellig. Som det senere vil bli omtalt i kapitlet 3 (teori) vil en tilstedeværelse av permafrost kunne gi et ekstra bidrag til sigeprosessene og det er spesielt slike faktorer som kan sies å være bestemt av overordnede klimatiske forhold.

1.1 Oppgavens tema og problemstilling

Tema for denne oppgaven er å se på muligheten for å detektere og måle deformasjon ved krysskorrelasjonsmatching av ortofoto med en multitemporal oppløsning på opptil 25 år. En spesifikk fjellside er valgt ut på bakgrunn av tidligere studier gjort på

andre aspekter i et periglasialt område på Island, og det faktum at landformene i fjellsiden gir inntrykk av å være påvirket av bevegelse.

De tre overordende spørsmålene som søkes besvart i oppgaven er:

- Er det bevegelse, og er den signifikant?
- Hvis den beregnede bevegelsen er signifikant, hvor stor er den?
- Hvilke prosesser har, og er det som fører til at skråningen beveger seg?

For å kunne svare på ovennevnte spørsmål må det gjøres rede for om det faktisk er mulig å foreta målinger. Siden det datagrunnlaget som foreligger ikke er optimalt vil det være naturlig å stille seg følgende tilleggsspørsmål:

- Er det mulig å benytte eldre flybilder med varierende kvalitet for automatisk generering av høydemodeller?
- Er nøyaktigheten i en automatisk genererte høydemodellen tilstrekkelig for fremstilling av ortofoto som kan benyttes i beregning av bevegelse?
- Er det mulig å automatisere denne prosessen, og ved å benytte et større utvalg bilder gjennomføre liknende hastighetsberegninger for større områder?

1.2 Målsetting, bakgrunn og metode

I denne oppgaven undersøkes en mulig ustabil fjellside. Målsetningen for arbeidet er som nevnt å se om man kan benytte eldre flyfoto med varierende kvalitet, og temporal oppløsning for å detektere signifikant overflatebevegelse.

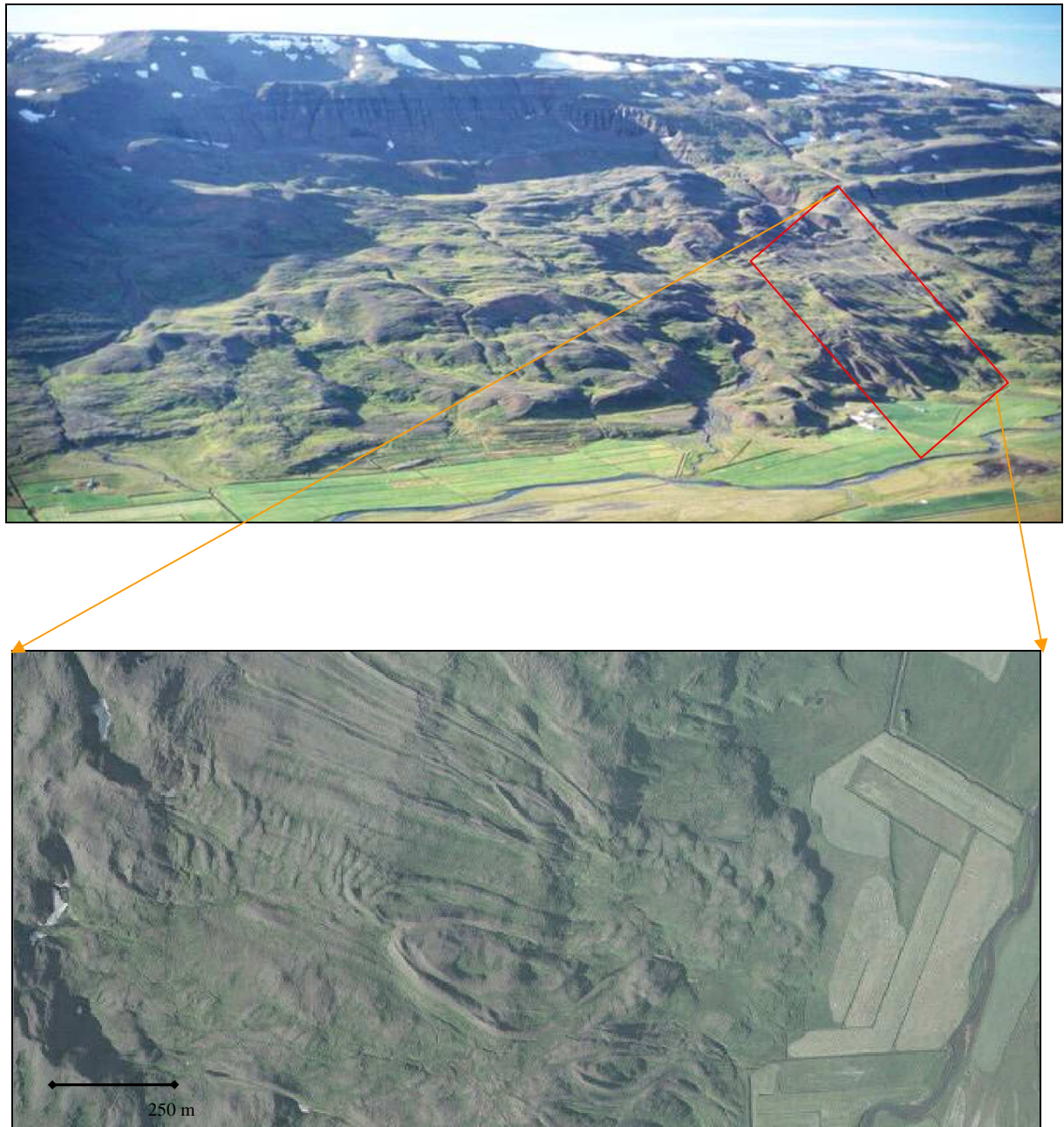
Feltområdet ligger som en del av en fjellside på Øst-Island. Terrengformasjonenes utforming viser flere tegn til å være i bevegelse. Topografien i området gir ingen indikasjon på at det er fare for en større utglidning. Dette fordi skråningsgradienten og geologien ikke taler for dette. Ser man på formene i figur 1.2-1 gir disse som

nevnt indikasjoner på sakte gående massebevegelse. I tillegg finner man på topplataet utbredt strukturmark som indikerer aktive frostprosesser.

I slutten av august 2006 ble det gjennomført en befaring av dette området. Under denne befaringen ble hele området gjennomgått og fast berggrunn ble målt inn med håndholdt GPS for senere å bruke som referanse i målingsarbeidet. I tillegg til målingene ble det gravd noen profiler i overflaten. Hensikt med dette var å se på overflatens bestanddeler, for om mulig kunne forstå de aktive geomorfologiske prosessene bedre. I feltområdet har grunneierne etablert et mindre kraftverk eller vannforsyningsanlegg. Rørledningen som er tilknyttet dette ligger oppover den aktuelle fjellsiden (se figur 1.2-1). Siget i skråningen fører til at rørledningen kommer opp i overflaten eller beveger seg på andre måter. Grunneieren som har dette kraftverket eller vannforsyningsanlegget på sin eiendom må som følge av bevegelser i dalsiden, med noen års mellomrom grave ned eller ta ut elementer av rørledningen (muntlig samtale Ágúst Guðmundsson 08-2007). Dette vil bli omtalt noe mer inngående i kapittel 3 og 5 (resultat og diskusjon), hvor metoder for vurdering av bevegelse ved denne lokaliteten på Island vil bli diskutert.

Det er i tillegg som en del av Farbrot (2007) sin doktoravhandling, blitt gjennomført målinger i et borehull oppe på topplataet i feltområdet. Her har temperaturdata for bakke, overflate og luft blitt logget kontinuerlig fra august 2004 og fram til i dag. Under etablering av loggstasjonen ble det også innmålt 13 passpunkter¹ i området ved bruk av relativ statisk GPS. Passpunktene legges som grunnlag ved det fotogrammetriske arbeidet.

¹ (def; avbildet og identifiserbart objektpunkt med kjent beliggenhet (gitte koordinater), som brukes for innpassing av bilder eller modeller (RTT 57, 1989))



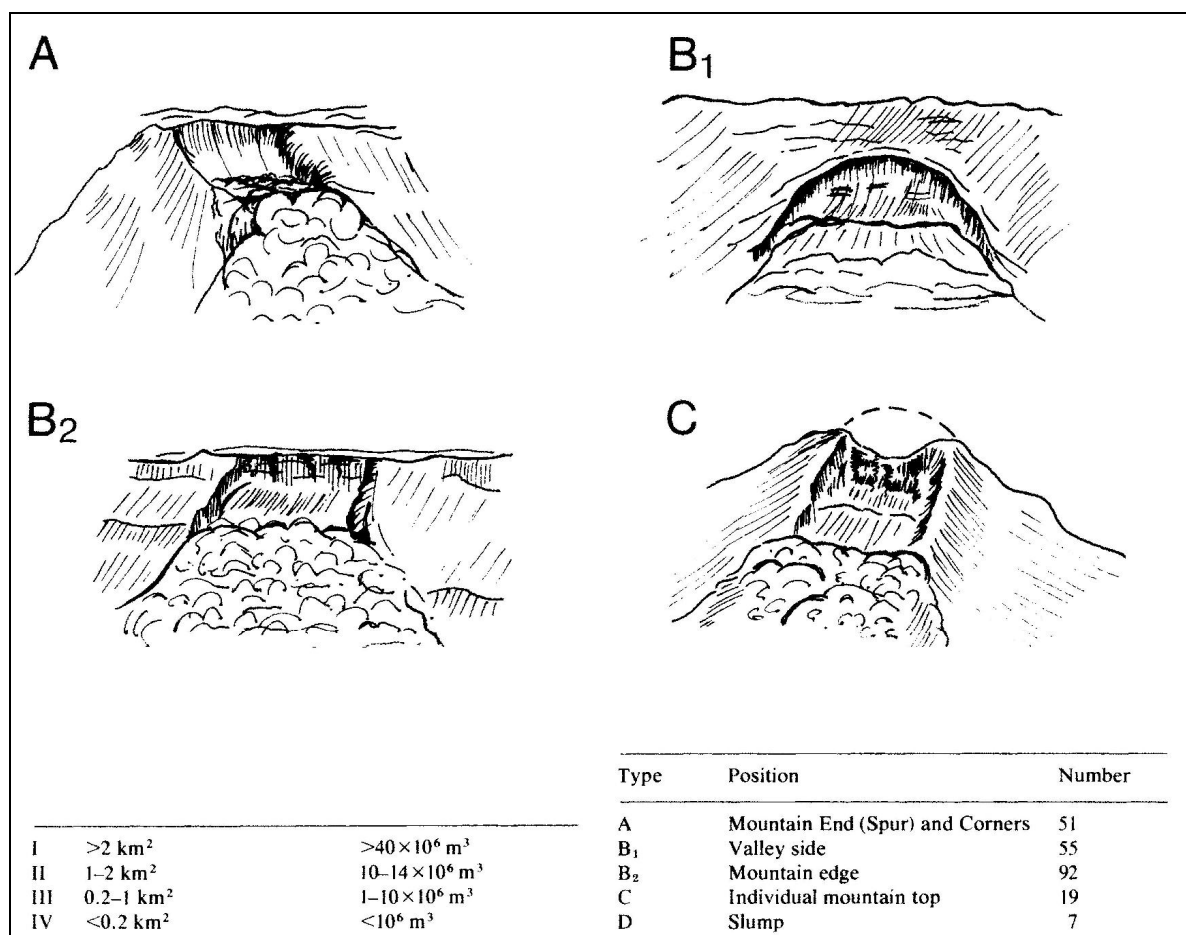
Figur 1.2-1. Det øverste bildet er et skråfoto av fjellsiden tatt fra øst. I horisonten kan man se platået hvor man finner utbredt strukturmark. I nedre høyre del kan man se gårdsbygningene og det tilknyttede kraftverket/vannforsyningsanlegget. Nederste bilde viser et utsnitt av feltområdet hvor sigeformene kan sees og indikerer bevegelse. Helningen går fra venstre mot høyre i bildet.

1.3 Tidligere forskning

Det er flere strukturer rundt omkring på Island som har flere likhetstrekk med den som inngår i dette studiet. Så vidt meg bekjent er det kun noen få publiserte studier som omhandler akkurat dette feltområdet, og av disse er det ingen som har sett på den faktiske overflatebevegelsen. Det som er skrevet om de geomorfologiske aspektene ved den spesifikke formen i feltområdet, og andre lik den på Island, er for det meste publisert på islandsk. Området har blitt klassifisert av Guðmundsson (1996, på islandsk), og av Jónsson (1976, på islandsk). For sistnevnte var det som en del av en større innsamling av data på steinras/skred (rockslides) for hele Island hvor en analyse på størrelse og frekvens i postglasial tid (10000 år BP) ble gjort. Videre er det med data innsamlet og presentert av Jónsson(1976) skrevet en artikkel av Whalley (1983). Her er landformene blitt analysert og klassifisert ved å tilordne dem til 1 av 4 grupper fordelt på areal og volum, og ved 5 forskjellige typer vurdert ut ifra struktur og posisjon i fjellsidene samt antall forekomster av hver. Deretter har disse blitt kategorisert i 5 tidsintervaller fra 10000 år BP og fram til i dag for å anslå alder. Formene er nesten utelukkende lokalisert i de tertiære basaltformasjonene på Island (se figur 2.2-2), og kun 7-8 tilfeller er registrert av Jónsson(1976) i annen berggrunn (Whalley, 1983). Formen i feltområdet vil falle inn under kategorien B₂I ut fra Whalley (1983) sitt klassifikasjonsskjema (se figur 1.3-1).

Det er flere tidligere studier som har sett på forandring i overflategeometri ved bruk av flybilder eller satellittinformasjon. Kartlegging av isbevegelse på breer ved krysskorrelasjonsmatching har blitt utført med satellittbilder siden tidlig 1990-tallet (Bindschadler & Scambos (1991), i Wangensteen (2006)), og ved hjelp av ortofoto siden 1995 (Rolstad (1995), i Wangensteen (2006)). I Kääb & Vollmer (2000) presenteres programvaren CIAS (Correlation Image AnalySis) som benyttes for krysskorrelasjonsmatching av ortofoto over Murgal-steinbreen i de sveitsiske alper. CIAS ble benyttet i denne studien også for de avsluttende målingene, og vil bli presentert nærmere i kapittel 4 (metode) og 5. Wangensteen (2006) er den mest nærliggende studien hvor det som en del av doktoravhandlingen sees på

overflatebevegelse ved tre lokaliteter på Island ved hjelp av blant annet krysskorrelasjonsmatching av ortofoto. Ved den ene lokaliteten ser man på to steinbreer som er klassiske landformer relatert til områder med permafrost som omtales nærmere i kapitel 5. De to steinbreene, en avledet fra isbre og den andre fra tallus/løsmateriale, ligger på rundt 900 og 1200 moh i Hòlardalur på Tröllaskagi halvøya vest for Akureyri på Nord Island. De to andre lokalitetene er former som likner mer på formen i feltområdet som omtales i denne oppgaven. Den første av de to ligger ute ved kysten på nordspissen av tidligere omtalte Tröllaskagi halvøya nærmere bestemt Almenningsnöf. Denne landformen ligger fra havnivå og opp mot 260 moh. Den gjennomsnittlige bevegelsen som ble målt her var mellom 20 og 60 cm i året. Den siste lokaliteten ligger på østsiden av Island ovenfor Seyðisfjörður fra 30 – 340 moh. Her var det ingen landformer som ga klare indikasjoner på bevegelse i fjellsiden og resultatet presentert i Wangenstein (2006) viser en gjennomsnittlig årlig bevegelse på 2 cm og et maksimum på 13 cm som konkluderes til ikke å være signifikant.



Figur 1.3-1 viser en enkel klassifisering av ras. Fordelt på areal og volum I-IV, og type A-D og antall forekomster. B₂ I vil være en passende klassifisering av feltområdet i denne oppgaven. Modifisert fra Whalley (1983).

1.4 Oppgavens begrensninger og videre oppbygning

Denne oppgaven prøver å besvare spørsmålene knyttet til overflatebevegelse innenfor rammene som er blitt presentert ovenfor. Til disposisjon, for å kunne svare på svar spørsmålene, ligger foruten litteraturen tre sett flybilder tatt med 25 års mellomrom, samt flere forskjellige typer programvare med tilhørende datamaskiner. Under arbeidet har forutsette og uventede problemer dukket opp. Den siste i rekken oppstod uken før denne oppgaven ble levert. Defekt maskinvare i DFA'en der resultatene fra det tidligere fotogrammetriske arbeidet var lagret har ført til at dataene ikke er tilgjengelig. Dette har ført til at det ble tatt noen forutsetninger i vurderingen av

nøyaktighet i forhold til målearbeidet, og noe tapt data som skulle inngå som del i presentasjonen ble dermed utelatt.

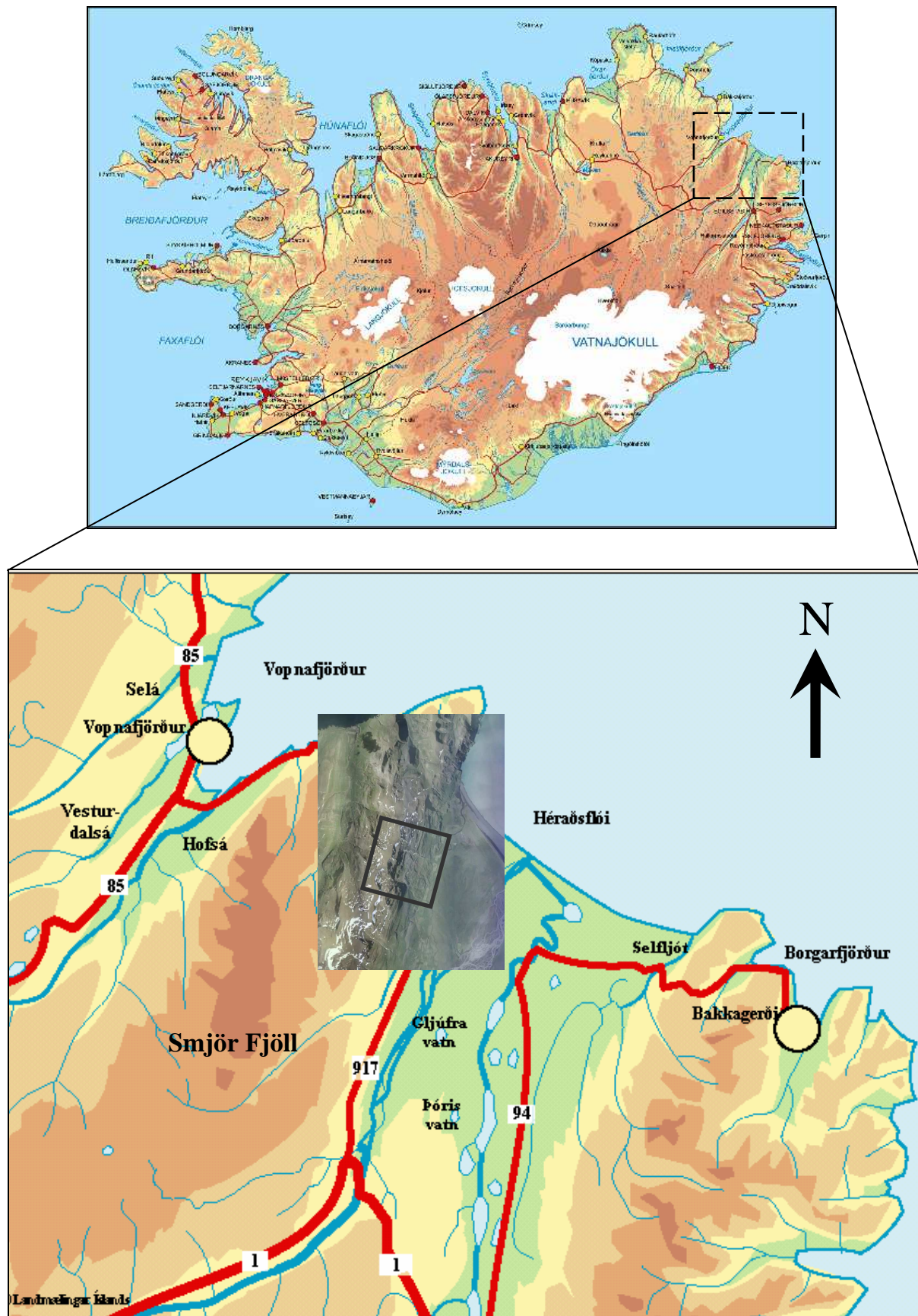
Videre er denne oppgaven delt inn i fire hoveddeler som avsluttes med en konklusjon. I det neste kapittelet presenteres feltområdet med en innføring i de geologiske og klimatiske forhold og historie. I kapittel 3 presenteres teorien som ligger til grunn for metoden i kapittel 4. Til slutt presenteres og diskuteres resultatene i et samlet kapittel før konklusjonen avslutter oppgaven.

2. Områdebeskrivelse

2.1 Beliggenhet

Island ligger i Nord-Atlanteren rett sør for polarsirkelen mellom 63°23'N og 66°32'N, og 13°30'V og 24°32'V. De korteste avstandene til omkringliggende fastland er, til Grønland ca 290km, Skottland ca 800km og Norge ca 970km. Islands totale landareal er ca 103 000km².

Feltområdet er lokalisert på den nordøstlige delen av Island mellom Vopnafjörður og Eigilsstadir (se figur 2.1-1). Det ligger i fjellsiden Torfastaðamelar, Hlíðarfjöll som er en del av det større Smjörfjöll -massivet. Dalsiden er øst vendt med Svartfell (882 moh) som høyeste punkt, og faller ned mot sanduren; Hróarstunga (10-20 moh), dannet av smeltevann fra Vatnajökull som renner i to elveløp ut i Héraðsflói. Vest for Smjörfjöll ligger Vesturárdalur som leder ut i Vopnafjörður.



Figur 2.1-1 viser feltområdets plassering på Islands østkyst. Det innfelte (svart) studieområdet er på ca 13 km². Hentet fra digitalt kart over Island.

2.2 Geologi

Island ligger midt på den Midt-Atlantiske rygg. Landet deles i to av riftsonen som deler den Nord Amerikanske og Eurasiske kontinentalplaten (se figur 2.2-1). Island er en vulkansk øy og ligger der hvor den astenosfæriske (overgangen mantel-litosfæren) strømmen under den Midt-Atlantiske rygg blandes med en dypt sittende mantelplum (Islandsplumen). Oppdriften fra Islandsplumen fører til en heving av Islandsplatået, og den høye vulkanske produktiviteten over plumen produserer en tykk jordskorpe (Trønnes, 2007).

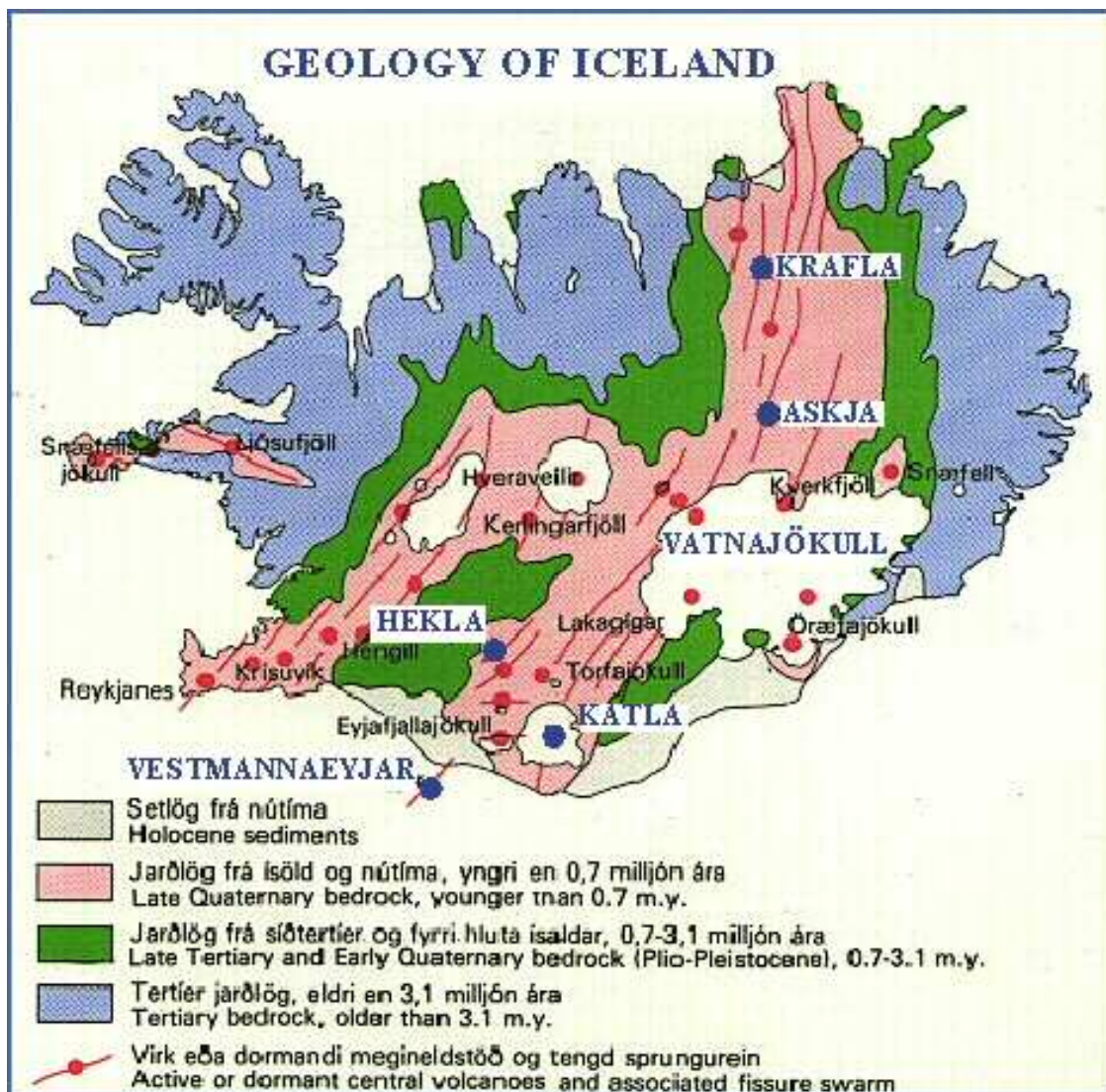


Figur 2.2-1 viser kontinentaldriften med riftsonen. Trekantene indikerer vulkaner. Hentet fra [2] www.wikipedia.org.

Island består nesten utelukkende av vulkanske bergarter. 90 % er eruptive bergarter og resterende 10 %, er for det meste klastiske sedimenter av eroderte basalter. Metamorfe bergarter som skifer og gneis er sammen med flere av de vanlige sedimentære mineralene som kalk og kvarts ikke-eksisterende (Guðmundsson & Kjartansson, 1984). Topografien i feltområdet i likhet med resten av Island påvirket er av glasiale prosesser. Dalbunnen fra Héraðsflói er bygd opp av sanduravsetninger fra Holocen. Avstetningene stammer i hovedsak fra smeltevannet fra Vatnajökull.

Berggrunnen i området består i hovedsak av et belte med tertiære basaltformasjoner (se figur 2.2-2). Dette beltet er ca 8500 meter tykt og ble dannet over en periode på 10 millioner år (fra 13,5 – 3,5 millioner år BP). Utover dette er det noen forekomster av gangbergarter som rhyolitt og gabbro (Thordarson & Hoskuldsson, 2002).

Fjellsiden i studieområdet har en terrasseliknende utforming med et smalere topplatå (800-850 moh) som strekker seg fra nord mot sør som en terskel og skiller to dalsystemer. Platået er dominert av aktiv strukturmark med finere løsmateriale, og fjellsiden er dominert av finere forvittringsmateriale. Vegetasjonen i feltområdet er av alpin karakter og består utelukkende av spredt og lavt voksende gress og mose.



Figur 2.2-2 viser en forenklet illustrasjon av Islands geologi. Hentet fra [3] www.norvol.hi.is.

2.3 Klima

Det er vel ansett og dokumentert at temperaturen økte etter siste istids maksimum, 15000 – 18000 år siden, og at havnivået økte etter hvert som innlandsisen trakk seg tilbake (Einarsson, 1984). Gjennom denne perioden er det dog to perioder med lavere temperaturer. Den første perioden var for rundt 12000 år siden, kjent som Álfanes stadiet, og den andre perioden, kjent som Búda stadiet var for ca 11000 år siden. For omkring 10000 år siden begynte temperaturen å stige, og man tror breene fra istiden var fullstendig borte 2000 år senere (Einarsson, 1984).

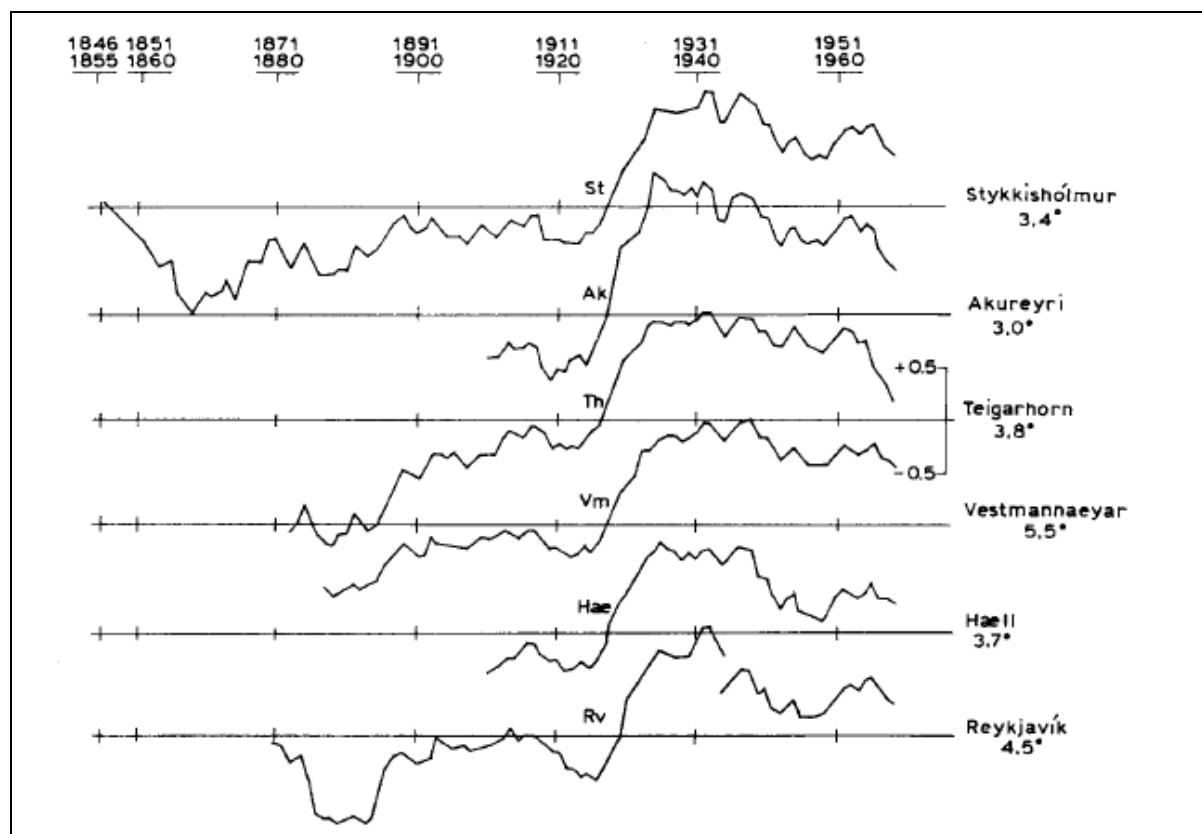
Vegetasjonen som hadde overlevd istiden begynte da å spre seg i denne perioden. Bjørka bredte seg raskt utover det meste av landet for 9000 år siden, noe som gir indikasjoner på et varmt og tørt klima. I perioden for ca 6000-7000 år siden økte nedbøren, men temperaturen forholdt seg høy slik at bjørka trakk seg noe tilbake mens mosen bredte seg ut. For ca 5000 år siden ble klimaet tørrere igjen noe som førte til at bjørka igjen hadde en fremgang. Det er generelt ansett at temperaturen i perioden fra 9000 til 2500 år siden var flere grader varmere enn i dag, men for 2500 år siden kom en ny og brå forverring av klimaet (Einarsson, 1984). Dette ble starten på en periode hvor mosen igjen bedte seg utover. Etter dette fikk klimaet gradvis den karakteristikken det hadde når Island ble bebodd mellom år 874 og 930 e.kr.

Det antas at de klimatiske forholdene fra 900-1200-tallet var forholdsvis like den varme perioden mellom 1920 og 1960 (se figur 2.3-1). Utover 1200-tallet falt temperaturen fram til 1300, men en liten økning fulgte på midten av 1400-tallet. På 1500-tallet antas det å ha vært forholdsvis mildt, men arkivene er ikke spesielt detaljerte. Etter 1500 ble klimaet forverret igjen, og det 17. 18. og 19. århundre var forholdsvis kalde (Einarsson, 1984).

I 1845 startet de første systematiske metrologiske målingene på Island. En værstasjon som fortsatt er operativ ble satt opp på Stykkishólmur, vest på Island.

Temperaturobservasjoner fra denne stasjonen gir et godt bilde av forholdene for landets som helhet, fordi variasjonene tenderer til å gå i fase med andre deler av

landet (Einarsson, 1984). Figur 2.3-1 viser en 10-års overlappende gjennomsnittstemperatur for seks stasjoner på Island. Ved Stykkishólmur viser kurven et minimum i 1859/68, men tenderer til å øke sakte fram til 1889/98. For de påfølgende 25 årene er den nesten horisontal med noen uregelmessige variasjoner, men fra 1916/25 stiger den voldsomt fram til 1925/34. Et maksimum kan observeres for 1932/41 og 1933/42. Etter dette kan man se et generelt fall i kurven selv om et minimum inntreffer i 1947/56 til 1949/58, og et maksimum etter 1951/60. En dramatisk klimatisk forandring fant sted rundt 1965. Den årlige gjennomsnittstemperaturen på Island falt til et nivå likt den kalde perioden før 1920, og fra 1966 til 1971 var temperaturen langt under normalen. Dette fallet i temperaturen var mest fremtredende på nordøst og østlige Island, og var forbundet med tilstedeværelsen av sjøis, en av flere følger ved klimatiske forverringer på Island. (Einarsson, 1984).



Figur 2.3-1 viser 10-års overlappende gjennomsnitt for temperatur ved seks målestasjoner på Island. Hentet fra Einarsson (1984).

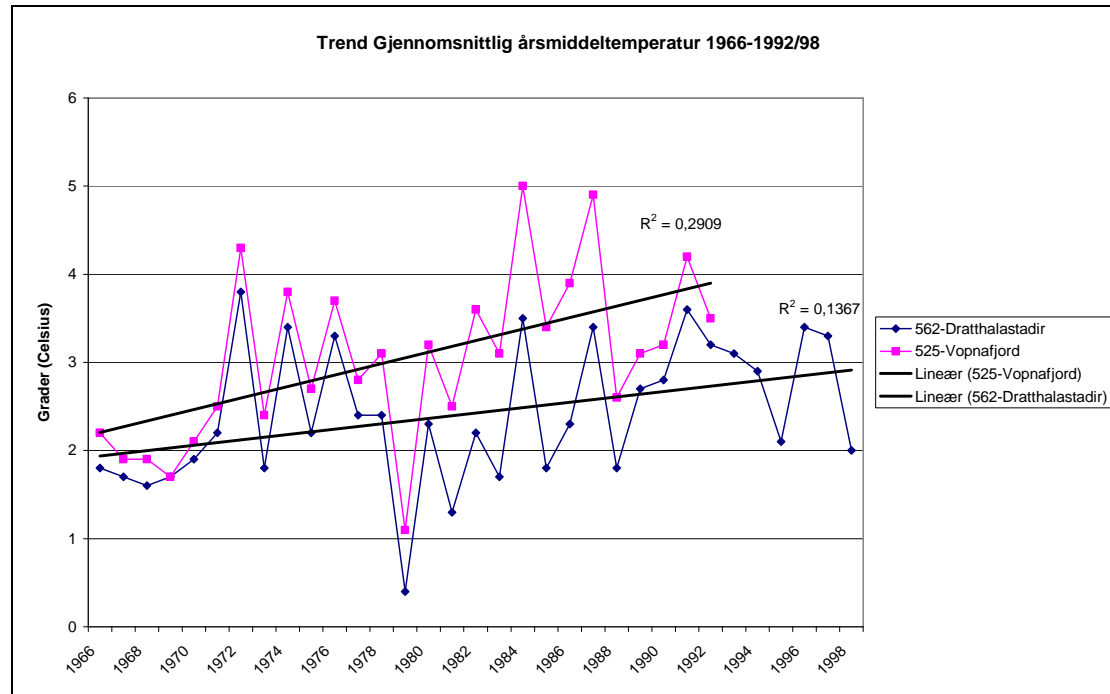
2.3.1 Metrologiske data fra feltområdet 1961-2006

For østlige deler av Island startet ikke målingene før 1961, og de data som ligger ute på nettsidene til veður.is ([4] Islands metrologiske institutt) strekker seg ikke nødvendigvis helt frem til i dag for alle målestasjonene. Derfor vil de måleseriene som blir presentert videre i dette avsnittet avvike noe fra hverandre med tanke på starttidspunkt, lengde og innhold.

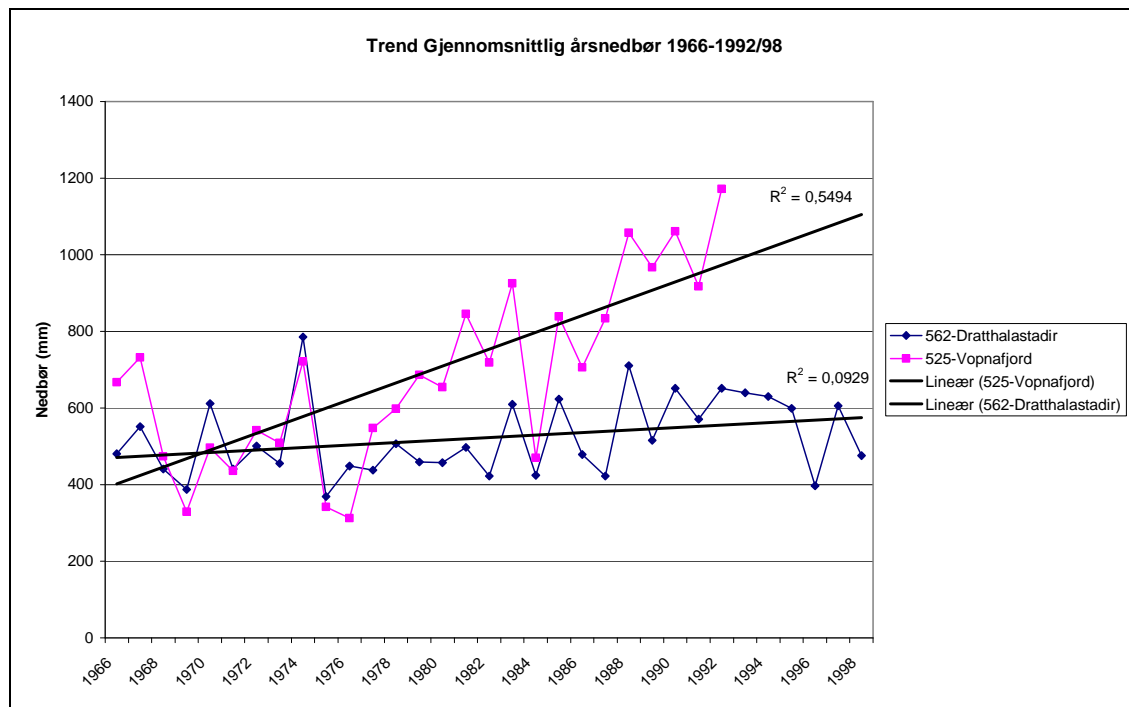
Nærmeste metrologiske stasjon til feltområdet i denne oppgaven er Dratthalastaðir. Data hentet derfra (se tabell 2.3-1) viser for perioden 1966-1998 en gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur på $2,4^{\circ}\text{C}$, og gjennomsnittlig årsnedbør på $\sim 530\text{mm}$. Ser man på Vopnafjörður til sammenligning, viser data for perioden 1965-1992 at den gjennomsnittlige årsmiddeltemperaturen ligger på 3°C , og gjennomsnittlig årsnedbør på $\sim 683\text{mm}$. Målestasjonene i Dratthalastaðir og Vopnafjörður er de stasjonene som ligger nærmest, og har de lengste måleseriene. Ser man på dataene fra målestasjonen Skaltingsstaðir (527) foreligger det temperaturdata kun fra 1999 til 2006, og nedbørsdata fra 1995 til 2006. Denne stasjonen ligger $\sim 5\text{km}$ lengre sør (se figur 2.3-4) for stasjonen i Vopnafjörður, og viser betydelig høyere verdier når det gjelder gjennomsnittlig årsnedbør, men også en høyere gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur. Som det fremgår i tabell 2.3-1 foreligger det ikke noe data for samme periode for Vopnafjörður. Ved å se på trenden i datasettene fra stasjonene i Vopnafjörður og Dratthalastaðir (se figur 2.3-2) for hele tidsserien, finner man en noe sterkere økning i både årsmiddeltemperatur og årsnedbør for Vopnafjörður enn for Dratthalastaðir. For Vopnafjörður er det verdt å merke seg at hvis man skal følge trenden vil det være naturlig å tro på en tilnærmet doubling av gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur i 30-årsperioden fra starten av målingene. I figur 2.3-3 er trenden for gjennomsnittlig årsnedbør ekstrapolert/forlenget med 6 år og kan også her indikere en tilnærmet doubling fra måleserienes start. Selv om det er store variasjoner i de årlige gjennomsnittsmålingene for perioden kan det sies å gi en klar indikasjon på en utvikling mot et varmere og fuktigere klima, og Vopnafjörður skiller seg noe klarere ut i forhold til Dratthalastaðir.

Tabell 2.3-1; viser en oversikt over gjennomsnittlige målinger for temperatur, nedbør og vind for angitte tidsperioder tatt ved metrologiske stasjoner omkring feltområdet. Moh er vurdert ut ifra kartstudie. Stasjon nr 527 har temperatur data kun for 1999-2006, men har nedbør og vind for 1995-2006. Den mest nærliggende i forhold til feltområdet er stasjon nr 562.

StasjonsNr	Navn	Fra - Til	Temp (°C)	Nedbør (mm)	Vind (m/s)
521	Strandhöfn (~20 moh)	1981-2003	2,913	838,035	3,587
525	Vopnafjörður (~40 moh)	1965-1992	3,018	683,143	3,664
527	Skaltingsstadir (~40 moh)	1999-2006/1995-2006	3,957	1156,446	2,773
562	Dratthalastaðir (~10 moh)	1966-1998	2,403	529,381	3,166
570	Eigilsstadir (~100 moh)	1961-1997	3,07	660,292	4,124
log104	Svartfell, luft (880 moh)	aug. 2004-aug. 2006	-1,7		
log102	Svartfell, overflate (880 moh)	aug. 2004-aug. 2006	0,2		



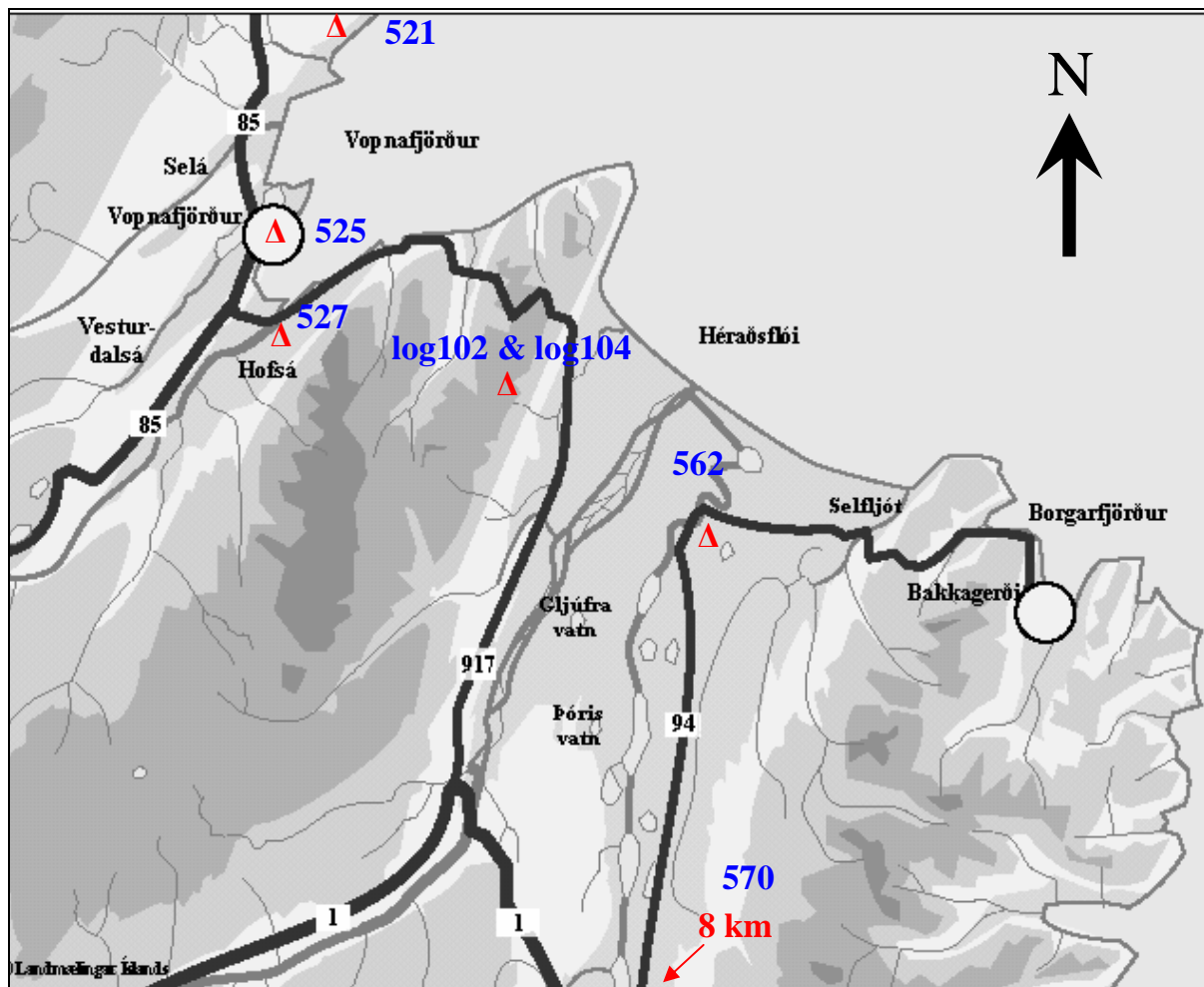
Figur 2.3-2 viser trenden i måleserien for gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur for målestasjonene Vopnafjörður(525) og Dratthalastaðir(562) for henholdsvis perioden 1966 til 1992 og 1966 til 1998. Data hentet fra www.vedur.is.



Figur 2.3-3 viser trenden for gjennomsnittlig årsnedbør for målestasjonene Vopnafjörður(525) og Dratthalastaðir(562) for henholdsvis perioden 1966 til 1992 og 1966 til 1998. For Vopnafjörður er trenden forlenget fra 1992 til 1998. Data hentet fra www.vedur.is.

Mer spesifikt for feltområdet ble det i august 2004 etablert et borehull oppe på Svartfell (log2 & log104) (se figur 2.3-4). Her er det gjennomført gjennomsnittsmålinger gjennom hele sesongen ved hjelp av miniloggere i overflaten og i borehullet. Borehullet ligger oppe på platået over fjellsiden på ca 880 moh og ble etablert som en del av en større studie av utbredelsen av permafrost på Island. Resultatene fra målingene viser imidlertid at det ikke er permafrost i de 12 øverste meterne av platået selv om det er utbredt strukturmark i området. Den gjennomsnittlige årsmiddel lufttemperaturen for perioden ble målt til $-1,7^{\circ}\text{C}$ (minilogger 1,5m over bakken i solskjerm), og den gjennomsnittlige bakketemperaturen ble målt til $0,2^{\circ}\text{C}$ (minilogger i hulrom under stein). Målingene for bakketemperaturen under vinterhalvåret kan antyde at bakken der loggeren er plassert er dekket med snø i perioder (Farbrot, 2007). Ser man på temperaturgradientens fall per 100 høydemeter, ligger den vanligvis mellom $0,05^{\circ}\text{C}$ og $0,08^{\circ}\text{C}$. Sammenlikninger av måledata for gjennomsnittlig årsmiddel lufttemperatur fra miniloggeren på Svartfell (log104) mot den mest nærliggende

målestasjonen i forhold til måleseriens varighet, Skaltingsstaðir (527). Viser beregningene et temperaturfall på $\sim -0,0065^{\circ}\text{C m}^{-1}$. Ser man dette i sammenheng med trenden i temperaturutviklingen (1966-1992/1998) vist i figur 2.3-2 for målestasjonene Vopnafjörður (525) og Dratthalastaðir (562) det mulig å anta at temperaturen på Svartfell (log2 & log104) var noe lavere ved starten av målingene i 1966.



Figur 2.3-4 viser plasseringen av de metrologiske målestasjonene (Δ). Målestasjon 570 (Eigilsstaðir) ligger ca 8 km lengre sør langs vei 94. Kart hentet fra Landmælingar Íslands digitale kart.

3. Teori

I dette kapitlet vil teorien som ligger til grunn for metoden bli presentert. I første del presenterer teorien bak digital fotogrammetri. Deretter omtales matchingsteknikker og GNSS (Global Navigation Satellitt System). Til slutt beskrives teorier for massebevegelse, og hva ”dynamikken” i masse kan fortelle om overflatebevegelse. Dette er ment som en bakgrunn for å forstå metoden og sluttresultatet.

3.1 Digital fotogrammetri

Fotogrammetri defineres som det å bestemme form, størrelse, beliggenhet og identitet av objekter ved å måle i bilder (Andersen & Johansen, 1998). Fotogrammetri er altså en vitenskaplig basert teknologi for anskaffelse av romlige målinger og andre geometrisk pålitelige produkter utledet fra fotografier. Fotogrammetriske analysemetoder kan gå fra det enkle til det avanserte. Fra det å bestemme tilnærmet avstand, areal og høydeinformasjon ved bruk av analoge fotografiske produkter sammen med enkle geometriske konsepter og usofistikert fotogrammetrisk utstyr. Tillater dagens teknologi oss å generere presise digitale høydemodeller (DEM), ortofoto, tematisk GIS data, og andre utledede produkter gjennom bruk av digitale raster bilder ved relativt avanserte analytiske teknikker (Lillesand & Kiefer, 1999).

Fotogrammetri er et veletablert verktøy for kartlegging av store områder og overvåking av permafrost geometri, forandringer i tykkelse og overflatebevegelse (Kääb & Vollmer, 2000). Bruk av multitemporale bilder for å måle overflatebevegelse ble først gjort av Finsterwalder i 1931 for å måle brebevegelse. Terrestriske fotografier ble tatt fra samme posisjon over et visst tidsintervall. Når disse bildene ble analysert i et stereoinstrument førte det til at de faste punktene i bildene ga ingen stereoeffekt i motsetning til de delene som beveget seg. På denne måten kunne parallaksen eller deformasjonsparallaksen benyttes til måling i bildet (Wangensteen, 2006). Prinsippene som ligger til grunn for dette er blitt videreført og

utviklet til de metodene som benyttes i dag. Fra begynnelsen på 1990 tallet ble de første bevegelsesanalysene gjort med satellittbilder ved krysskorrelasjons algoritmer. Metodene var opprinnelig utviklet for å finne sammenbindingspunkt i bildepar, men viste seg i tillegg å være egnet til deteksjon av bevegelse. Med introduksjonen av digital fotogrammetri ble ortofotoproduksjon mye enklere og den samme metoden tidligere brukt på satellittbilder ble demonstrert ved kartlegging av hastighetsvektorer for Engabreen, Svartisen av Rolstad (1995) (i Wangesteen, 2006). Senere har krysskorrelasjonsmatching av ortofoto for måling av bevegelse på isbreer, steinbreer og andre former for massebevegelse blitt benyttet av mange som for eksempel ved Kääb & Vollmer (2000) og Kääb (2002).

I moderne digital fotogrammetri benyttes GPS/INS i kombinasjon med kamerasystemet. GPS/INS (Global Positioning System/Inertial Navigation System) er en metode som utfører direkte bestemmelse av absoluttposisjon og orientering i et jordrelatert koordinatsystem (direkte georeferering). Metoden benytter kinematisk GPS med differensiell fasemåling og et treghetssystem (INS) i en integrert etterprosessering ved Kalman filtrering. Under flyging måles fart, posisjon og rotasjon for kameraet flere ganger per sekund ved hjelp av en IMU (Inertial Measuring Unit) som er instrumentdelen for INS (Barstad, 2002). Systemets interne geometri mellom GPS-antennen, INS og kamera bestemmes ved en såkalt boresight-kalibrering. GPS/INS som system blir ikke videre omtalt i denne oppgaven.

3.1.1 Digitalisering av bilder ved skanning

Flyfoto blir hovedsaklig delt i to typer; enten vertikal- eller skråfoto hvor opptaksmediet kan være både analogt eller digitalt. Analoge bilder blir i dag digitalisert ved skanning. For å beholde mest mulig av den geometriske og radiometriske nøyaktigheten ved skanning benyttes negativene, men i noen tilfeller kan diapositivene også bli brukt. Den geometriske skanningens oppløsning er gitt i ”dots per inch” (dpi), eller mikrometer (μm) og reflekterer pikselstørrelsen. I denne oppgaven benyttes kun vertikale analoge fotografier skannet med en geometrisk

skanning oppløsning på 2000 dpi eller 12,7 μm . Feil som oppstår under skanningen er ikke mulig å fjerne senere og vil forringe eventuelle sluttprodukt. Det bør derfor i følge Andersen & Johansen (1998) stilles ønsker og krav til kvalitet og egenskaper til skanneren:

- Geometri: Med dagens flyfoto er det mulig å oppnå en målenøyaktighet på 2 μm i analytiske instrumenter. Det er derfor naturlig å stille de samme krav om geometriske nøyaktighet til skanneren.
- Oppløsning: For at bildet skal være mer robust med tanke på potensielt nøyaktighetstap ved komprimering viser undersøkelser (Jaakola & Orava, (1994) i Andersen & Johansen (1998)) at man kan ha behov for bildeelementstørrelser ned mot 10 x 10 μm . Det er derfor ønskelig at skanneren har en så god basisoppløsning.
- Fotografisk: Gråtonene (evt. fargene) i originalbildet må gjengis korrekt i det digitaliserte bildet. Standardavviket til gråtonene (bildestøy) bør ikke være over $\pm 0,03 D$ (D er enheten for filmtetthet (gråtone)) ved pikselstørrelse 10 μm . 8 bit (256 gråtoner) eller 24 bit for fargebilder anses som tilstrekkelig for å beskrive den radiometriske oppløsningen.
- Datakomprimering: Den store datamengden som dannes ved bildeskanning kan effektivt reduseres ved komprimering.

Statens Kartverks standard for Kart og geodata (2003) er noe mer utfyllende på krav til skanner og kalibrering, men vil ikke omtales videre i detalj.

3.1.2 Bildepyramide og epipolare linjer

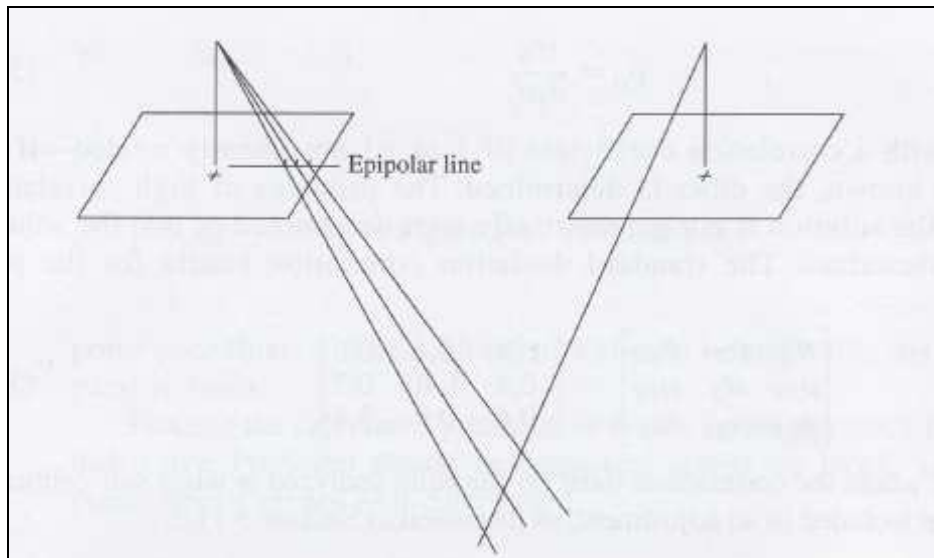
Bildepyramide

En bildepyramide er en samling versjoner av samme bilde med eksponentielt synkende oppløsning. På det nederste nivået i bildepyramiden har bildet den originale

oppløsningen, og for hvert trinn oppover i pyramiden midles gråtoneverdien fra 2×2 piksler ved sammenslåing (Andersen & Johansen 1998). Strukturen beskrives med reduksjonsfaktor og reduksjonsvindu, der førstnevnte bestemmer hvordan oppløsningen synker fra nivå til nivå. Reduksjonsvinduet derimot, sier hvor mange piksler i nivået under som tilsvarer ett piksel i gjeldende nivå. Bildepyramider er én blant flere metoder for å redusere søkeområdet, og det er underforstått at reduksjonen av søkerommet betyr reduksjon av antall piksler. Dette fører til at man raskere kan utføre operasjoner som krever forskjellig oppløsning, og at for eksempel manøvrering eller søking i bildet blir mindre ressurskrevende. Ved en hierarkisk tilnærming der bildepyramider benyttes, søkes tilnærmede verdier ved bruk av en grovere oppløsning. Verdiene benyttes så videre som inngangsverdier til en finere oppløsning helt til man oppnår ønsket nøyaktighet.

Epipolare linjer

På samme måte som bildepyramider er søking langs epipolare linjer også en metode for å redusere søkerommet. Epipolare linjer er beskrevet som skjæringen mellom bildeplanet og planet som dannes mellom to projeksjonssentre og et objektpunkt (Mikhail, 2001). Hvis man har en definert matcheentitet i det ene bildet, kan man ved å beregne de epipolare linjene, redusere søkeområdet med den visshet om at det som skal matches ligger langs de epipolare linjene (se figur 3.1-1). Bruk av epipolare linjer forutsetter at relativorienteringen er kjent (omtales videre i kapittel 3.1.3). I en DFA (digital fotogrammetrisk arbeidsstasjon) ligger de epipolare linjene langs piksel radene i de digitale bildene, og ikke langs fotokoordinatsystemet. Når dette er tilfellet kalles bildene for normaliserte bilder, med den følge at y-parallaksen er eliminert og x-parallaksen betraktes som ukjent. X-parallaksen kan derfor tolkes som en forskjell i høydeverdier (Mikhail, 2001).

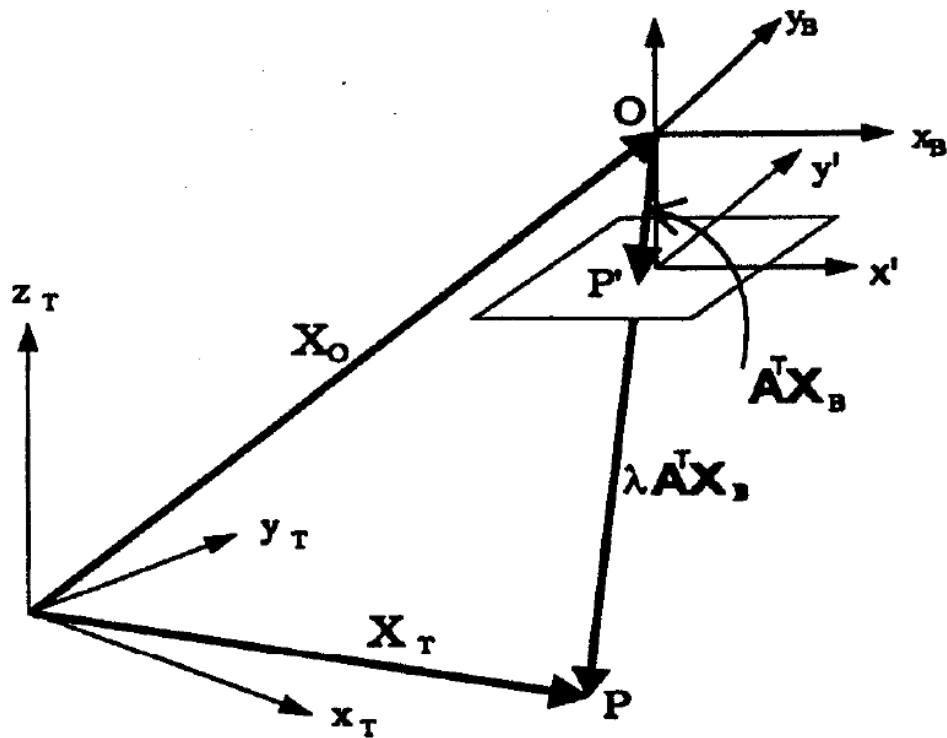


Figur 3.1-1 illustrerer den epipolare geometrien og den epipolare linje. Hentet fra Mikhail (2001).

3.1.3 Orientering av bildene

Det perspektiviske samband/Kolinearitetsbetingelsen

Kolinearitetsbetingelsen eller det perspektiviske samband som det også blir kalt, er den matematiske sammenhengen som benyttes ved løsningen av de ytre orienteringselementene til flybilder (se figur 3.1-2). Det benyttes vektorlikninger for å knytte et bildepunkt p til terrengpunktet P . Grunntanken er at både bildepunkt, terrengpunkt og projeksjonssenteret skal ligge på samme linje (kolineær) (Andersen et al. 1994).



Figur 3.1-2 viser de viktigste størrelser vedrørende perspektivisk-/sentral-prosjeksjonen. Hentet fra Andersen et al. (1994).

Her er $\lambda A^T X_B$ vektoren (den rette, projiserende strålen) fra projeksjonssenteret O, gjennom bildepunktet P' og ned til terrengpunktet P. Herav kan følgende vektorlikninger utledes for punktet P (Andersen et al. 1994):

$$X_T = X_0 + \lambda A^T X_B$$

$$x_T = x_0 + \lambda(a_{11}x_B + a_{21}y_B - a_{31}c)$$

$$y_T = y_0 + \lambda(a_{12}x_B + a_{22}y_B - a_{32}c)$$

$$z_T = z_0 + \lambda(a_{13}x_B + a_{23}y_B - a_{33}c)$$

der

- $X_T = \begin{bmatrix} x_T \\ y_T \\ z_T \end{bmatrix}$ er vektoren fra terrengkoordinatsystemets origo til terrengpunktet P.

- $X_0 = \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \end{bmatrix}$ er vektoren fra terrengkoordinatsystemets origo til projeksjonssenteret O.
- $X_B = \begin{bmatrix} x_B \\ y_B \\ c \end{bmatrix}$ er vektoren fra projeksjonssenteret O til bildepunktet P'.
- A^T er rotasjonsmatrisen slik at $A^T X_B$ er en vektor fra O til P' i et koordinatsystem med origo i O, og akser parallelle med terrengsystemets x_T , y_T og z_T (dette aksesystemet er ikke tegnet i figur 3.1-2).
- λ er målestokkfaktoren for å forlenge vektoren O P' videre til P.

A^T er en tredimensjonal rotasjonsmatrise hvor hvert element er en funksjon av rotasjonsvinklene (Ω , Φ , κ), og beskriver rotasjonen til kamerakoordinatsystemet i forhold til terrengkoordinatsystemet. Sammen med projeksjonssenterets tre koordinater x_0 , y_0 og z_0 utgjør dette bildets 6 ytre orienteringselement.

De tre likningene x_T , y_T og z_T kan reduseres til to uavhengige likninger ved substitusjon av den tredje likningen i de to andre likningene, og derav eliminere målestokkfaktoren. Dermed står man igjen med to likninger som uttrykker sammenhengen mellom bildepunktet, objektpunktet eller terrengpunktet, og de ytre orienteringselementene (Mikhail et al., 2001):

$$x_B = -c \frac{a_{11}(x_T - x_0) + a_{21}(y_T - y_0) + a_{31}(z_T - z_0)}{a_{13}(x_T - x_0) + a_{23}(y_T - y_0) + a_{33}(z_T - z_0)}$$

$$y_B = -c \frac{a_{11}(x_T - x_0) + a_{21}(y_T - y_0) + a_{31}(z_T - z_0)}{a_{13}(x_T - x_0) + a_{23}(y_T - y_0) + a_{33}(z_T - z_0)}$$

Der x_B og y_B er bildekoordinatene, x_T , y_T og z_T terrengkoordinatene, x_0 , y_0 og z_0 er projeksjonssenterets posisjon, a_{ij} svarer til de tre elementene fra rotasjonsmatrisen A^T og c er kamerakonstanten.

Indre orientering

Hensikten med indre orientering er å gjenskape en kameramodell som beskriver geometrien og fysikken under eksponeringsøyeblikket, slik at man kan finne retningen til projeksjonstrålen fra et bildepunkt via projeksjonssenteret til et objektpunkt. Denne informasjonen benyttes også i aerotrianguleringen (blokkutjevning) for å gjenskape blokkgeometrien. Dette gjøres ved å definere parametrene fra kamerakalibreringen. Selve innmålingen kan utføres halvautomatisk eller automatisk forutsatt at rammemerkene er veldefinert. For bilder tatt med et analogt kamera vil kalibreringsparametrene inkludere kamerakonstanten (fokal lengden), bildekoordinatsystemet og bildehovedpunktets plassering, og objektivfortegning som fremgår av kameraets kalibreringsrapport (se Appendiks Vedlegg A) (Mikhail et al. 2001).

I tillegg er det et behov for å gjøre en ytterligere transformasjon mellom bildekoordinatsystemet og pikselkoordinatsystemet. Her benyttes normalt en affin transformasjon med to forskyvninger i henholdsvis rad - og kolonneretning til pikslene, samt rotasjon og målestokkforskjell mellom de to koordinatsystemene som de to ukjente parametrene. I alt utgjør det seks ukjente parametre. Typisk data som må være kjent ved denne transformasjonen er bildefila, rammemerkekoordinatene, pikseloppløsning og skannerens kalibreringsfil. Dette vil for hvert nytt innmålt rammemerke skape to observasjonslikninger:

$$\begin{aligned}x^p &= a_{11}r + a_{12}c + a_{13} \\ y^p &= a_{21}r + a_{22}c + a_{23}\end{aligned}$$

Der r er rad og c er kolonne. Selv om man kun må måle tre rammemerker for å kunne fastslå de ukjente transformasjonsparametrene, måles alle rammemerkene for å kunne få en ytterligere justering og økt nøyaktighet. Transformasjonen vil også kunne kompensere noe for eventuell filmkrymping og systematiske feil fra skanningsprosessen. Med dagens digitale kamera er det ikke nødvendig å gjennomføre indre orientering fordi bildesensoren ligger fast i kameraet. Dermed er

bildekoordinatsystemets forhold til pikselkoordinatsystemet bestemt. Orienteringen gjennomføres ved å lese inn kamerafilen (Andersen & Johansen, 1998).

Kamerakalibrering

Kameralinsen på analoge kamera er festet til en linse kon (lens cone) som fysisk definerer bildets indre orientering, kamera konstanten (fokal lengde) og symmetrihovedpunktets posisjon. Bildeplanet (fokalplan) bestemmer filmens posisjon under eksponeringen for å oppnå best mulig kvalitet. På bildeplanet finner man 4-8 stk definerte rammemerker (avhengig av kameratype) lokalisert i hvert av de fire hjørnene og/eller på hver av de fire sidene. Rammemerkenes posisjon justeres når kameraet settes sammen slik at linjene mellom skjæringspunktene som ligger ovenfor hverandre er så nærme objektivets symmetrihovedpunkt som mulig.

Ved geometrisk kalibrering bestemmes de indre orienteringsparametrene for et kamera. De inkluderer plasseringen av symmetrihovedpunktet, kamerakonstanten og den radielle og tangentielle fortegningen. Man benytter rammemerkenes i hvert bilde for å relatere et bildepunkt til den kalibrerte geometrien. Geometrisk kalibrering bestemmer rammemerkenes posisjon i forhold til symmetrihovedpunktet og verifiserer deres geometri (Mikhail et al., 2001). Kamerakalibrering utføres normalt i et laboratorium.

Objektivfortegning (se figur 3.1-3) er avbildingsfeil (aberrasjon) som påvirker posisjonen til bildehovedpunktet (avbildingspunkt) utenfor den optiske aksen. Strålegangen gjennom objektivet gir en avbilding som avviker fra avbildingen ved en eksakt sentralprojeksjon. Avviket som objektivfortegningen forårsaker fra en ideell geometrisk posisjon kan deles opp i to komponenter, radiell og tangentiell fortegning.

Radiell fortegning: Forskyvning på grunn av objektivfortegning av bildepunkter radielt i forhold til bildesentrum regnet i forhold til eksakt sentralprojeksjon.

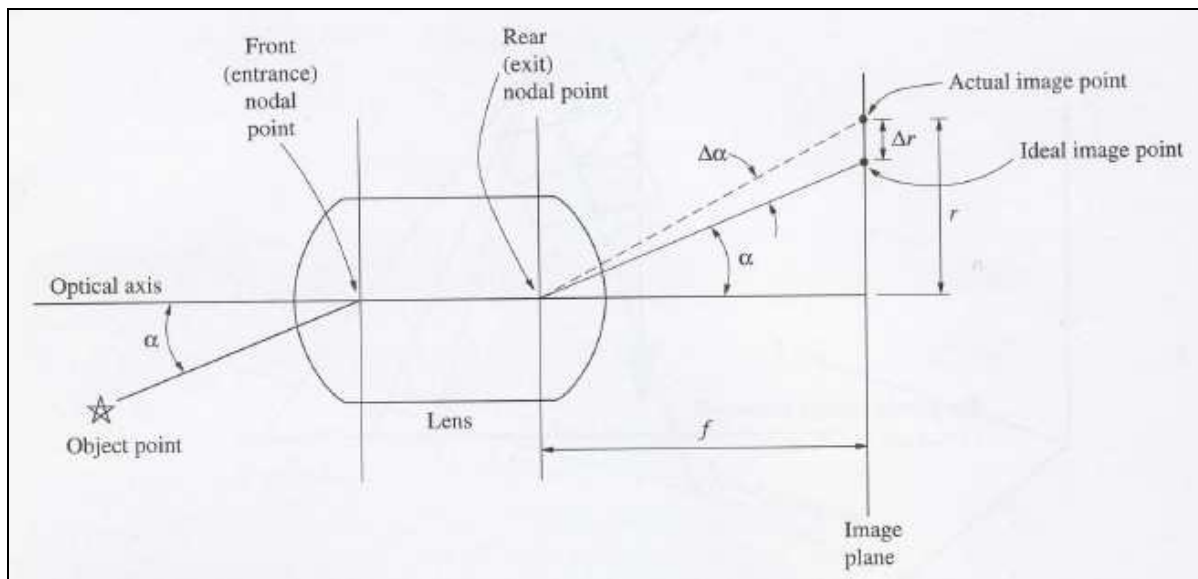
Tangentiell fortegning: Forskyvning av bildepunkter i retningen normalt på de radielle linjer inn til bildesentrum, regnet i forhold til streng sentralprojeksjon.

Tangentiell fortegning forekommer når de enkelte linsene i objektivet ikke har felles optisk akse, men er vanligvis ikke betydelig.

PPS: (Principal point of symmetry) Symmetrihovedpunktet; er punktet i bildeplanet som har optimal symmetriegenskap med hensyn til objektivfortegninger som for eksempel sentrum for radiell fortegning. Ved perfekte symmetriske objektivfortegninger vil symmetrihovedpunktet falle sammen med bildehovedpunktet (RTT57, 1989).

PPA: (Principal Point of Autocollimation) Bildehovedpunktet: Avbildingspunktet for en bunt parallelle stråler som på objektsiden av kameralinsen har retning vinkelrett på bildeplanet. Geometrisk defineres bildehovedpunktet som fotpunktet i bildeplanet for normalen fra projeksjonssenteret på bildeplanet. Bildehovedpunktet betegnes PPA (autokollimasjonshovedpunktet) når det ved kamerakalibrering bestemmes ved hjelp av kollimator (RTT57, 1989).

Autokollimator: Kollimator forsynt med okular og utstyr for belysning av trådkorset. Når et reflekterende plan plasseres vinkelrett på utgående lysstråle, vil bildet av trådkorset synes å falle sammen med trådkorset selv. Instrumentet anvendes ved kalibrering av optiske og mekaniske instrumenter som for eksempel flykamera (RTT57, 1989).



Figur 3.1-3 viser objektivfotegning for en stråle som ikke er parallell med objektivets symmetrihovedpunkt. Hentet fra Mikhail (2001).

Ytre orientering

Mens man ved indre orientering ønsker å gjenskape den aktuelle strålebuntens geometri ved eksponeringsøyeblikket, vil man ved ytre orientering gjenskape hele strålebuntens plassering i rommet. Med andre ord, transformasjonen mellom bildekoordinatsystemet og objektkoordinatsystemet. Ved arbeid på en digital fotogrammetrisk arbeidsstasjon deles ofte prosessene i **relativ** og **absolutt** orientering.

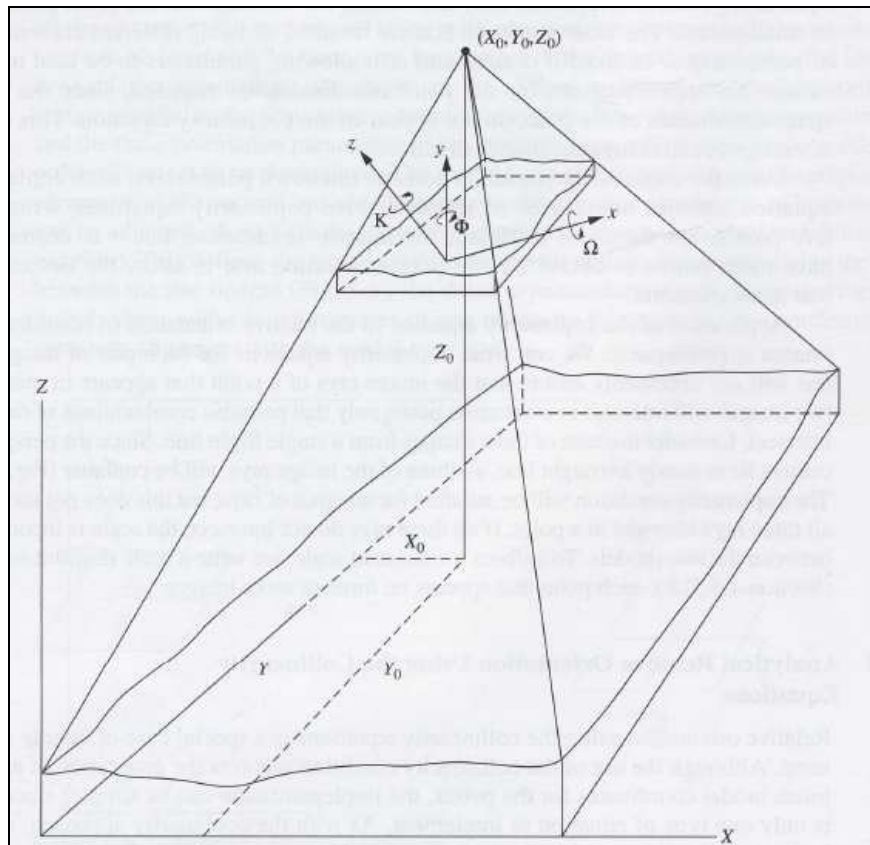
Hensikten med **relativ** eller gjensidig **orientering** er å bestemme den relative posisjonen til to overlappende bilder. Med relativ posisjon menes hvordan plassering og rotasjon til det ene bildet er i forhold til det andre, slik at samsvarende stråler i bildene skjærer hverandre i objektrommet og danner et stereopar. På denne måten fjernes y-parallaksen, og den opprinnelige epipolare geometrien gjenskapes (se figur 3.1-1). Målingene baseres på homologe punkter i von Gruber posisjon og andre orienteringspunkt. Dette kan gjøres automatisk ved matching av ekstraherte detaljer i angitte områder, for eksempel i von Gruber områdene (Andersen & Johansen, 1998). Relativ orientering involverer det å bestemme 5 frie elementer. Hvis den indre orienteringen av to bilder er kjent vil hvert av bildene ha 6 ukjente ytre orienteringselementene X_c , Y_c , Z_c , ω , ϕ og κ som da til sammen blir 12 ukjente.

Stereomodellen vil ha 1 vilkårlig men uniform skala/målestokk sett i forhold til et bestemt koordinatsystem og datum. 3 ukjente rotasjonselementer rundt hver av aksene, og 3 ukjente translasjoner (en i hver akseretning). Disse 7 elementene blir bestemt ved den absolutte orienteringen (se neste avsnitt) som relaterer modellkoordinatene til terrenngkoordinatene. Ved å subtrahere disse 7 elementene fra de opprinnelige 12 elementene sitter man igjen med de 5 frie elementene som skal bestemmes ved den relative orienteringen. (Mikhail et al., 2001). De 5 elementene kan bestemmes ved flere forskjellige fremgangsmåter avhengig av programleverandør. Relativ orientering er basisen for blokkutjevning.

Før en relativt orientert stereomodell kan benyttes til kartlegging eller generering av ortofoto må forholdet mellom modellen og terrengets koordinatsystem bestemmes. Dette er kjent som **absolutt orientering**, og er en manuell eller halvautomatisk prosess. Ved absolutt orientering er det 7 størrelser som skal bestemmes, nemlig (1) modellens målestokk, (2) modellens dreininger om X, Y og Z-aksen, og (3) modellens posisjon langs X, Y og Z-aksen (se figur 3.1-4) (Mikhail, 2001). Til dette trengs passpunkt (GCP – Ground Control Points), det vil si punkter som vi kan se skarpt og tydelig i bildene og som vi kjenner terrenngkoordinatene til. Minimum 3 passpunkt (to med kjent X, Y og Z og et med kjent Z, i alt 7 kjente størrelser), men i praksis bør man ha 5, et i hvert hjørne av modellen og et i midten for å sikre mot grove feil (Andersen, 1985). Kravene varierer med tid og opptaksmetode jfr. Statens Kartverks standard for Kart og geodata (2003).

I moderne digitale fotogrammetriske arbeidsstasjoner (DFA) hvor mindre prosjekt med et begrenset antall bilder, likt det prosjektet denne oppgaven omhandler, er det ikke nødvendig å benytte separate moduler for orientering og triangulering. Relativ- og absolutt orientering, og automatisk aerotriangulering (utføres fortløpende) kan da utføres i en felles modul som for eksempel "multiphoto" i ISDM (ImageStation Digital Mensuration). I ISDM har man den funksjonaliteten at det kan foreta aerotriangulering med og uten GPS-koordinater for projeksjonssentrene (jfr. GPS/INS kapittel 3.1). I dette prosjektet benyttes ingen GPS-verdier som foreløpige

verdier. Dette gjør at behovet for å utføre målinger i ISDM for relativ orientering av bildene er tilstede.



Figur 3.1-4 illustrerer absoluttorientering av en stereomodell. 7 parameter er involvert: 1 uniform skala, 3 translasjoner og 3 rotasjoner. Hentet fra Mikhail (2001).

Aerotriangulering med strålebuntutjevning

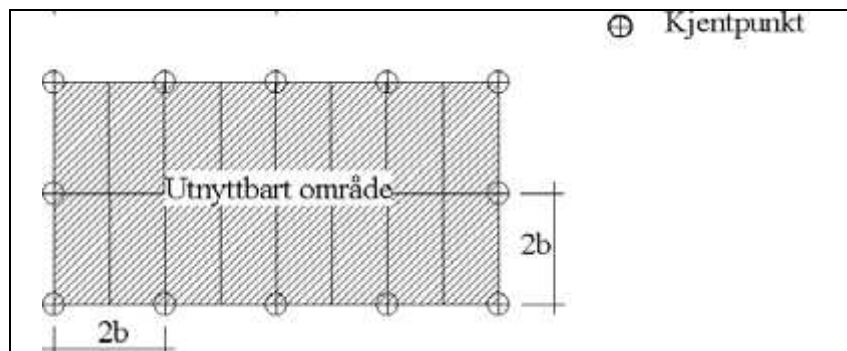
Strålebuntmetoden er den mest vanlige metoden å foreta blokkutjevning på i en moderne DFA. Det spesielle med strålebuntmetoden, i forhold til modellmetoden, er at det er bildekoordinatene som er de målte størrelsene, og bildene er utjevningsenheten (Andersen et al., 1994). Ved strålebuntutjevning benytter man kolinearitetsbetingelsen for å bestemme retningen til to strålebunter samtidig med de ukjente terrengkoordinatene. Dette krever at alle ukjente punkt er målt i minst to

bilder, og at alle kjentpunkt² er målt i minst ett bilde. Alle ukjente punkt som er målt i to bilder gir opphav til feillikninger. De ukjente som det søkes etter i strålebuntmetoden er ukjente terreng/objektkoordinater, bildenes orienteringselementer (tre koordinater for projeksjonssenteret og tre rotasjonselementer), og ved behov offset og driftparametere for GPS-data. Disse blir bestemt med minste kvadraters utjevning. For dette prosjektet benyttes det kun enkeltstriper og alle kjentpunkt/passpunkt er innmålt i etterkant ved relativ statistisk GPS og kan derfor kalles naturlige passpunkt.

Statens Kartverks standard for Kart og geodata ver.19.12.2003

I standarden fra Statens Kartverk stilles det en rekke krav til ovennevnte punkter. For sammenbindingspunkt ved orientering av bilder kreves det i den relative orienteringen minimum 6 stk sammenbindingspunkt i von Gruber posisjonene så fremt dette er mulig. Punktene skal plasseres så langt ute i kanten som mulig, men ikke nærmere bildekanten enn 1 cm. For aerotriangulering med utjevning av enkeltstriper stilles det noen krav til kjentpunkt. Alle kjentpunkt skal måles inn med geodetiske metoder og signaleres før fotografering. Dette er ikke blitt gjort i dette prosjektet etter som innmålingene av punktene skjedde etter at bildene ble tatt. Alle punkt er innmålt ved relativ statistisk GPS i ettertid. For konvensjonell aerotriangulering (uten GPS støtte i fly) av enkeltstriper gjelder følgende: 2 kjentpunkt skal minimum bestemmes i hver ende av hver enkeltstripe; et punkt i hvert endehjørne. Avstanden mellom kjentpunktene i striperetningen skal maksimum være 2 basislengder. Hvis det benyttes polygonpunkt pr modell kan kjentpunktavstanden økes til 5 basislengder. (se figur 3.1-5). Krav til naturlige passpunkt er at det skal velges punkter som er entydig definert i bildet ved stereoskopisk betraktning (god kontrast). Hvis punktet ikke egner seg som høydereferanse, skal egen høydereferanse måles inn. Det skal lages detaljert skisse i tillegg til at punktet eventuelt merkes/stikkes i bildet.

² (def; punkt som inngår i en aerotriangulering og er stedfestet med geodetiske målemetoder (Statens Kartverks standard for



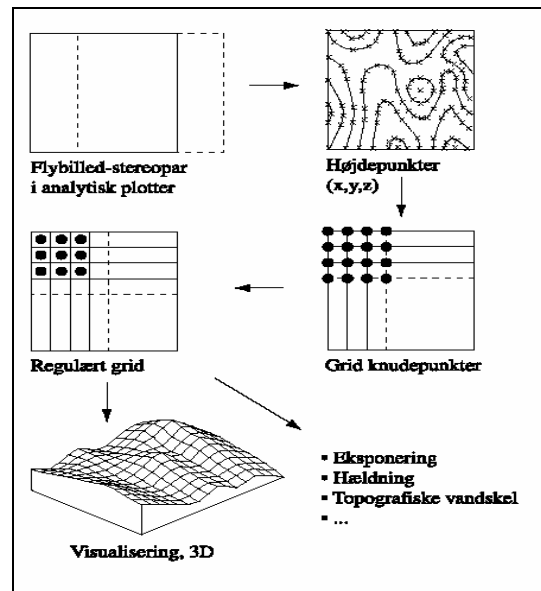
Figur 3.1-5 viser to striper sammen med optimal kjentpunktløsning. $2b$ svarer til 2 basislengder. Hentet fra Statens Kartverks standard for Kart og geodata (2003).

3.2 Digital terrengmodell og ortofoto

3.2.1 Digital terrengmodell (DTM)

Digitale terrengmodeller er en av de vanligste fotogrammetriske produktene og ligger til grunn for generering av ortofoto og høydekoter. I Statens Kartverk sin standard for kart og geodata defineres en digital terrengmodell (DTM) som en systematisk digital representasjon av terrengoverflatens høyder. En DTM er en samling av et stort antall terrengpunkter med høyde. Punktene kan være organisert som et regelmessig rutenett eller i et mer uregelmessig mønster som beskriver terrengets bruddlinjer ("breaklines"). Den siste metoden vil normalt gi den beste beskrivelsen av terrengoverflaten. DTM blir ofte forvekslet med digitale høydemodeller (DHM eller DEM). En digital høydemodell er en systematisk representasjon av overflatens høyder. Den digitale høydemodell skiller seg fra en DTM ved at den i en høydemodell også er objekter på terrengoverflaten modellert, for eksempel hustak, tretopper, kronetak i skog og brubane. DTM generering i en DFA produserer et rutenett av overflaten med tilhørende høydeverdier, hvor det er lik avstand mellom nodene i

rutenettet (grid). Dette er i stor grad en automatisert prosess, men nøyaktigheten kan forbedres ved manuell opprettelse av morfologifiler (innmålte terrenglinjer, knekkpunkt osv) og etterreditering. Prosessen er illustrert i figur 3.2-1.



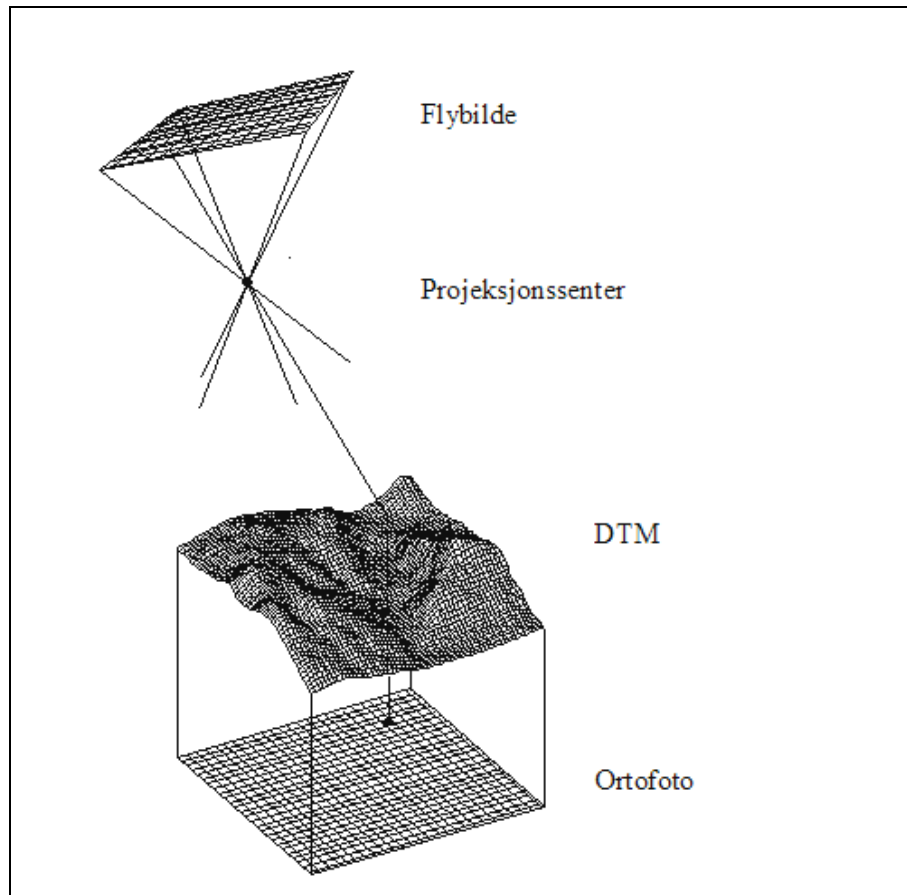
Figur 3.2-1 viser en typisk arbeidsgang ved etablering av en digital høydemodell. Hentet fra [5] www.geogr.ku.dk.

3.2.2 Ortofoto

Et digitalt ortofoto er et digitalt bilde som er transformert fra sin opprinnelige sentralprojeksjon til en ortogonalprojeksjon. Dette kalles ortorektifisering. Ortofotoet får på denne måten egenskaper som et kart og kjent målestokk (pikslenes målestokk blir identiske) (Andersen & Johansen, 1998). Rektifiseringen benytter kolinearitetsbetingelsen for å beskrive den geometriske relasjonen mellom koordinatsystemene i det originale bildet og ortofotoet (se figur 3.2-2).

Ortofotogenerering i en DFA er en automatisert prosess, der nøyaktigheten av resultatet avhenger av oppløsningen på flybildet, nøyaktigheten på trianguleringen, samt nøyaktighet og oppløsning på den digitale terrengmodellen. Ortofoto benyttes ofte som en komponent i et geografisk informasjonssystem (GIS), og i mange tilfeller i kombinasjon med digitale kartdata på vektor eller rasterform. Det betyr at både ortofoto og tilleggsdata må representeres i samme referansesystem (koordinatsystem). Å bruke ortofoto i kombinasjon med andre grunnlagsdata vil ofte lette tolkingen for

brukere som er lite trent i å lese kart. Og i mange tilfeller vil ortofotoets detaljmengde kunne hjelpe i ajourføring av kartdata. "Et bilde sier mer enn tusen ord" er vel en fin metafor å bruke i denne sammenheng.



Figur 3.2-2 illustrerer prinsippet ved fremstilling av ortofoto. Hvert piksel i ortofotoet tilordnes en gråtoneverdi fra det digitale flybildet. Hentet fra Blankenberg (1999).

Ved generering av digitale ortofoto benytter man digitale flybilder med kjent ytre orientering sammen med en DTM. Hver piksel i ortofotoet blir tilordnet en gråtoneverdi (tre ved farge ortofoto) som et resultat av (Blankenberg, 1999):

- Midten av hver piksel i et ortofoto har kjente koordinater, X_T og Y_T , i et terrengkoordinatsystem. Fra DTM'en hentes korresponderende terrenghøydeverdi, Z_T .

- Sammen flybildets ytre orienteringselement og de nå kjente terrengkoordinatene, X_T, Y_T og Z_T , kan punktets bildekoordinater, x' og y' , beregnes ved hjelp av kolinearitetsbetingelsen (se kapittel 3.1.3).
- Bildekoordinatene og det aktuelle bildets indre orienterings element blir videre benyttet til å beregne punktets pikselkoordinat i det digitale flybildet.
- De beregnede pikselkoordinatene benyttes når gråtoneverdien til ortofotopikselet skal bestemmes. Dette gjøres ved å tilordne ortofotopikselet den samme gråtoneverdien som det nærmeste pikselet i bildet eller ved interpolasjon av gråtoneverdiene til de nærmeste pikslene i bildet. Dette kalles resampling.

Nærmeste nabo

Ved genereringen kan det hende man treffer midt i ett piksel. Da vil pikselet få tilordnet samme verdi som bildepikselet, men dette er ikke alltid tilfellet. Da må en interpolert verdi fra gråtoneverdien til omkringliggende piksel tilføres for det aktuelle pikselet. En av de aktuelle resamplingsmetodene som benyttes er "nærmeste nabo". Da tilordnes pikselet gråtoneverdien til det nærmeste nabopikselet (se figur 3.2-3). Dette er den enkleste og raskeste metoden.

Bilineær resampling

Bilineær resampling benytter de fire (2x2) pikslene nærmeste posisjonen til det nye pikselet. Det utføres tre lineære interpolasjoner for å beregne gråtoneverdien. Først interpoleres det langs pikselradene, og deretter på tvers. Det vektete gjennomsnittet av gråtoneverdier fra disse pikslene tillegges da det nye resamplede pikselet (se figur 3.2-3).

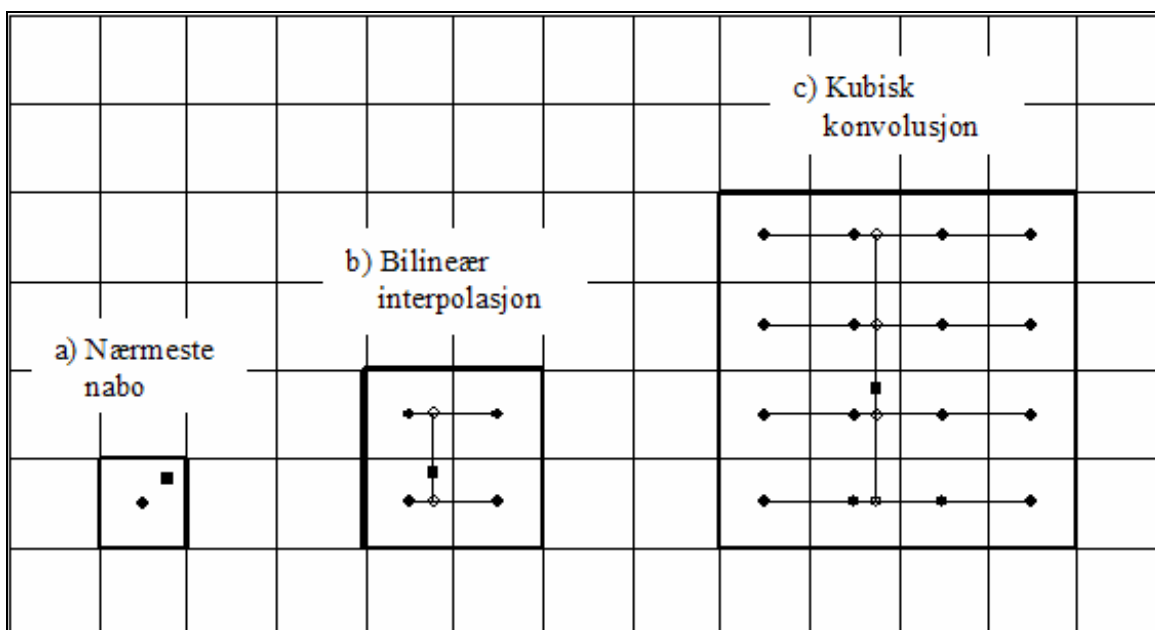
Kubisk konvolusjon interpolasjon

Kubisk konvolusjon er en resamplingsalgoritme der gråtoneverdien fra et kompleksvektet gjennomsnitt av de 16 (4x4) nærmeste pikslene gis til de nye

resamplede pikslene. Det utføres fem interpolasjoner basert på 3.grads polynomer (et 3.grads polynom er entydig bestemt med fire punkter). Først utføres fire interpolasjoner langs pikselradene, deretter en interpolasjon på tvers (se figur 3.2-3). Denne interpolasjonsmetoden har det mest krevende regnearbeidet av de tre nevnt ovenfor.

Eksponentiell interpolasjon

Eksponentiell interpolasjon er lik den kubiske, men benytter et større område for å tilorden en pikselverdi.



Figur 3.2-3 viser de tre mest brukte resamplingsalgoritmene ved fremstilling av ortofoto. ■ = det punktet det søkes en gråtoneverdi for. ● = senter av eksisterende piksel med gråtoneverdi. ○ = midlertidig interpolert gråtoneverdi. Rammene indikerer metodenes søkevinde. Hentet fra Blankenberg (1999).

Histogrammatching

Ved sammensetting av to eller flere ortofoto til et ortofoto må samtlige ortofoto resamples med en felles oppløsning. For å kompensere for radiometriske forskjeller mellom ortofoto benyttes histogrammatching, hvor oppslagstabeller blir generert for å konvertere histogrammet til det ene bildet slik at det passer til det andre. På denne måten minimerer man synligheten til sømlinjene mellom de ulike ortofotoene.

3.2.3 Nøyaktighet i digitalt ortofoto

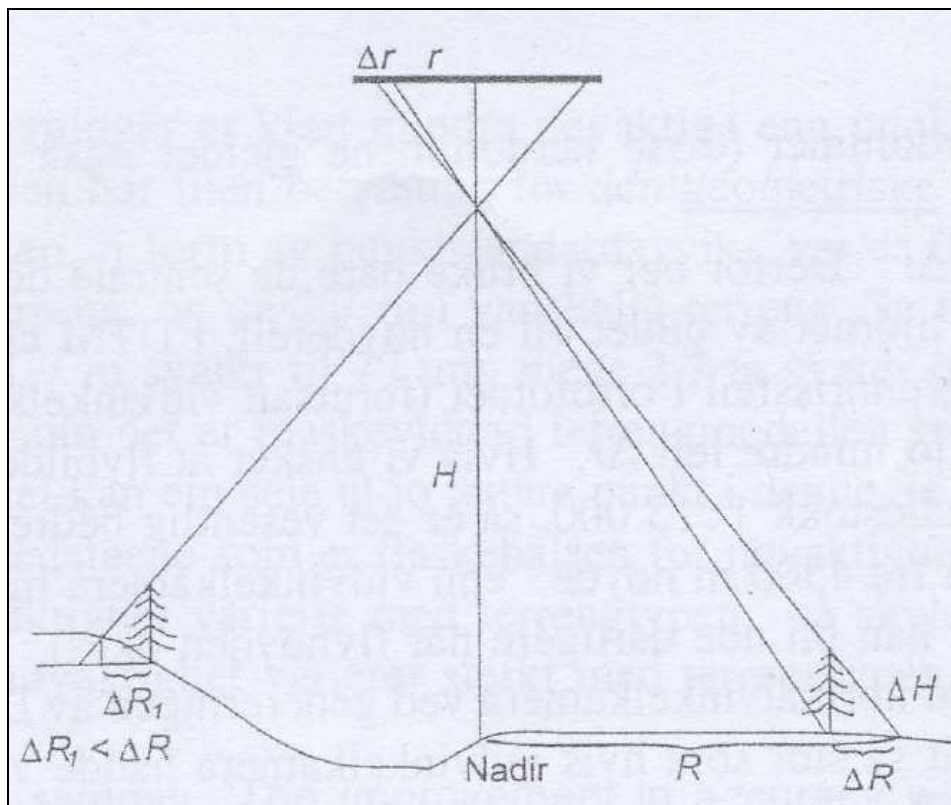
Siden ortofotoet er plant som et kart vil eventuelle feil være i grunnriss (x,y). Det viser seg imidlertid at det viktigste bidraget til feil i ortofotoet er mangelfull høydeinformasjon ved generering. Disse feilene kan deles inn i to grupper (Andersen & Johansen, 1998); (1) oppstikkende detaljer og (2) feil i den digitale terrengmodellen.

Oppstikkende detaljer

En DTM inneholder ikke høydeinformasjon for oppstikkende detaljer som hus, trær, stolper, broer osv. Dette fører til at objektene vil få samme feil i ortofotoet som deres tilsvarende radielle forskyvning i flybildet, og forklares med formelen og figur 3. 2-4 (Andersen & Johansen, 1998):

$$\Delta r = r \cdot \frac{\Delta H}{H} = r \cdot \frac{\Delta H}{c \cdot m_b}$$
$$\Delta R = R \cdot \frac{\Delta H}{H}$$

der ΔH er objektets høyde, H er flyhøyde, r er avstanden i bildet til flybildets nadirpunkt (punktet i bildeplanet som ligger på loddlinjen gjennom kameraets projeksjonssenter, se figur 3.2-4), Δr er den radielle forskyvningen i bildet. R er avstanden i terrenget til flybildets nadirpunkt, ΔR er den radielle forskyvningen i terrenget, c er kamerakonstanten og m_b er bildemålestokktallet.



Figur 3.2-4 illustrerer den radielle forskyvningen i et ortofoto og flyfoto. Hentet fra Andersen & Johansen (1998).

Hvis da en oppstikkende detalj i terrenget som illustrert i figur 3.2-4 ligger forskjøvet fra nadirpunktet blir effekten av radiell forskyvning redusert ($\Delta R_1 < \Delta R$). For å redusere denne feilen kan man benytte midterste del av flybildet for å redusere r . Dette krever god overlapp både i lengde og bredde ved fotografering.

Feil i DTM'en

Høydefeil i DTM'en kan skyldes flere ting. Det mest avgjørende er DTM'ens grid oppløsningen. Terrenggjengivelsens nøyaktighet avgjøres av dette. Er oppløsningen for grov vil detaljer bli utelatt etter som interpolasjonsmetodene ikke klarer å kompensere for manglende punktdekning hvis avstandene mellom punktene blir for store. Andre feil er unøyaktigheter i selve punktene i modellen, og feil når man interpolerer fra vilkårlige punkt inne i mellom modellens punkter (Andersen & Johansen, 1998). Terrengtypen er også av relevans for kvaliteten til en DTM. Barstad (1998) deler terrenget inn i tre typer på samme måte som programvaren i en DFA

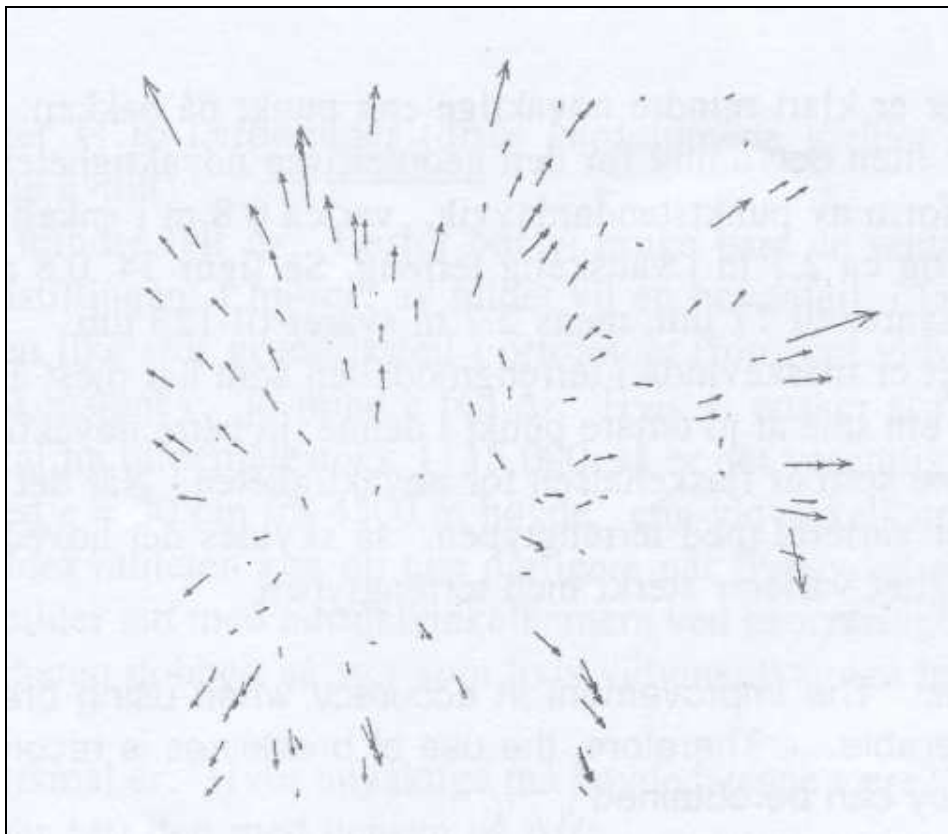
(ISAE-ImageStation Automatic Elevation), og viser til forventet kvalitet av punktnøyaktighet ved bildematching i norsk terreng med ulik kompleksitet:

- Flatt, velteksturerert terreng: 0,06 – 0,15 ‰ av flyhøyde (H).
- Moderat, litt kupert terreng: 0,2 – 0,6 ‰ av flyhøyde (H).
- Bratt terreng: 0,5 – 0,9 ‰ av flyhøyde (H).

Dette er tall fra forsøk der modellene ikke er editerte, og inneholder derfor muligens grove feil. Forsøkene sier ikke noen om fullstendighet, og det finnes heller ingen kjente tester eller kontroller på dette (Barstad, 1998). For hver piksel i ortofotoet hentes den korresponderende høydeverdien z_T fra terrengmodellen. Hvor nøyaktig en DTM skal være for å tilfredsstille kravene man setter til maksimal fortegning i ortofotoet kan vurderes ved å snu litt om på formelen fra avsnittet ”Oppstikkende detaljer”:

$$\Delta H = \frac{c}{r} \cdot \Delta R$$

hvor ΔH nå representerer maksimalt tillatt feil i terrengmodellen, og ΔR svarer til maksimalt tillatt fortegning i ortofotoet. Her ser man som i forrige avsnitt at man ved å benytte midtre deler av flybildene for ortofotogenereringen oppnåes en mindre r . I tillegg kan man tillate større feil i DTM'en ved å benytte en større brennvidde c på kameraet (Andersen & Johansen, 1999). Fortegningen i ortofotoet vil være et resultat av nøyaktigheten i hvert punkt i en DTM, og hvor godt en DTM representerer terrengoverflaten. Ved å illustre feilvektorene i et ortofoto kan man se forskyvningen fra bildets nadirpunkt se figur 3.2-5.



Figur 3.2-5 illustrerer feilvektorene for forskyvning fra ortofotoets nadirpunkt. Hentet fra Andersen & Johansen (1998).

3.3 Matching og teknikker

Campbell (2002) forklarer bildematchingsprosessen som prosessen med å finne korresponderende områder i flere beskrivelser av en scene. Foruten det å finne distinkte objekter eller gråtoneverdimønstre i to eller flere bilder, kan det i tillegg være objektgjenkjenning i en og samme scene, noe som er tilfellet ved "template"-matching av rammemerker ved indre orientering i digital fotogrammetri. Matching brukes i ulike prosesser og moduler i en DFA og gjøres av algoritmer i programvaren. Matchingsteknikkene deles inn i tre hovedgrupper (Wang, 1997): (1) arealbasert (signal-/area-based), objektbasert (feature-based) og strukturbasert (structural-based) matching. Arealbasert henviser til hvor godt arealet i bildene korresponderer med hverandre basert på deres gråtoneverdier. Krysskorrelasjon og minst kvadraters metode er velkjente metoder innen arealbasert matching og krever veldig gode inputverdier for de ukjente parameterne. Objektbasert matching bestemmer hvor godt

objekter korresponderer mellom bilder. Sammenlignet med arealbasert trenger ikke den objektbaserte matchingen tilsvarende nøyaktige inngangsverdier for å gjennomføre prosessen. Strukturbasert matching kalles også relasjonsbasert matching. Her etableres et samsvar eller en likedannethet fra en primitiv beskrivelse av en struktur til en primitiv beskrivelse av en andre struktur. En strukturbeskrivelse er definert av et sett av primitive og deres innbyrdes forhold. For eksempel kan et bildes strukturbeskrivelse inneholde bildeobjekter og relasjonene mellom disse objektene. Teknikken strukturbasert matching benytter seg av er både topografiske og geometriske relasjoner i tillegg til bildestrukturer for å bestemme hvor godt de korresponderer. Denne teknikken kan automatiseres uten a priori informasjon.(Wang, 1997). Strukturbasert matching vil ikke bli omtalt videre utover dette.

3.3.1 Arealbasert matching

Arealbasert matching prøver å finne samme posisjon i to eller flere bilder ved å søke etter områder med like gråtoneverdimønstre. Metodene som omtales her, selv om det finnes flere begrensnes til krysskorrelasjonsmetoden og minste kvadraters metode.

Krysskorrelasjonsmetoden

Metoden er begrenset til å matche i kun to bilder, der man har et område i det ene bildet kalt mal, $g_L(x,y)$, og et søkevindu, $g_R(x,y)$, i det andre bildet. Samme gråtoneverdimønstre som i malen søkes etter i søkevinduet ved å flytte malen over én og én piksel over søkevinduet. For hver forflytning beregnes korrelasjonskoeffisienten mellom pikslene i malen og pikslene i søkevinduet som malen overlapper. Forflyttningen av malen skjer slik at alle pikslene i malen alltid befinner seg innenfor søkevinduet. Normalisert krysskorrelasjonskoeffisient er definert slik av Schenk (1999):

$$\rho = \frac{\sigma_{LR}}{\sigma_L \sigma_R}$$

$$\sigma_L = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (g_L(x_i, y_j) - \bar{g}_L)^2}{n \cdot m - 1}}$$

$$\sigma_R = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (g_R(x_i, y_j) - \bar{g}_R)^2}{n \cdot m - 1}}$$

$$\sigma_{LR} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m ((g_L(x_i, y_j) - \bar{g}_L)(g_R(x_i, y_j) - \bar{g}_R))}{n \cdot m - 1}$$

For å korrigere for radiometriske forskjeller i bildet (lyshet og kontrast), er det avgjørende å benytte normaliserte korrelasjonskoeffisienter. Dette gjøres ved å trekke fra gjennomsnittlig gråtoneverdi innefor et vindu, \bar{g}_L, \bar{g}_R , samt dele korrelasjonskoeffisienten for begge bildene. Plasseringen av malen som gir den største korrelasjonskoeffisienten definerer plasseringen av to samsvarende punkt i bildene. Da malen flyttes én og én piksel over søkevinduet, vil malens plassering, når maksimum korrelasjonskoeffisient oppnås, være et heltall. I de fleste tilfeller er det ønskelig med delpikselnøyaktighet på punktene. Dette kan oppnås ved å legge en andreordens polynom gjennom korrelasjonskoeffisienten (Schenk, 1999). Metoden benyttes for analytisk å avlede hvilken delpikselposisjon som gir maksimal korrelasjonskoeffisient.

Minste kvadraters metode

Prinsippet med minste kvadraters arealbasert matching er å minimere forskjellene i gråtoneverdiene mellom malen, $t(i,j)$, og matchvinduet, $m(i,j)$, ved å forandre posisjon og form på matchvinduet. Dette er en iterativ prosess der posisjon og form endres helt til man når den minste forskjell i gråtoneverdi (Schenk, 1999). Ved endring av størrelse og form vil punktet som matchvinduet omslutter endre posisjon, og ved minimum forskjell i gråtoneverdi kan man da finne posisjonen til punktet i begge bildene. På samme måte som ved korrelasjonsmetoden må man ta høyde for radiometriske forskjeller i de to bildene, noe som blir ivaretatt av en radiometrisk transformasjon, T_R , av matchvinduet, definert slik (Schenk, 1999):

$$T_R \{m(i, j)\} = r_0 + r_1 \cdot m(i, j)$$

hvor r_0 er parameteren som angir den generelle endringen i lyshet mellom bildene, og r_1 er parameteren som angir endringen i kontrasten slik at matchevinduet blir radiometrisk justert for å tilpasse malen. Det er mest hensiktsmessig er å kjøre denne prosessen som en egen prosess før utjevning, men det er mulig å gjennomføre minste kvadraters utjevning med de radiometriske parametrene som ukjente (Schenk, 1999).

I tillegg til en radiometrisk transformasjon, må det også foretas en transformasjon, T_G , som beskriver geometrien mellom det originale matchevinduet og det transformerte. Denne transformasjonen kan enten beskrives som en konform eller affin transformasjon, der sistnevnte vil bli omtalt videre og defineres som:

$$\begin{aligned} x &= t_0 + t_1 \cdot i + t_2 \cdot j \\ y &= t_3 + t_4 \cdot i + t_5 \cdot j \end{aligned}$$

der t_0 og t_3 er forskyvningen i henholdsvis rad- og kolonneretning, mens de øvrige er parametre for rotasjon og målestokk. Observasjonslikningen kan med den geometriske transformasjonen videre utledes som (Schenk, 1997):

$$r(i, j) = t(i, j) - m((t_0 + t_1 \cdot i + t_2 \cdot j), (t_3 + t_4 \cdot i + t_5 \cdot j)) = t(i, j) - m(x, y)$$

hvor $r(i, j)$ er forskjellen i gråtoneverdi mellom malen og det transformerte matchevinduet.

3.3.2 Objektbasert matching

I motsetning til arealbasert matching, som baserer matchingen på gråtoneverdier, benytter objektbasert eller egenskapsbasert matching seg av punkter, kanter og regioner som matcheprimitive. Disse blir før matching funnet og trukket ut fra bildet ved hjelp av en interesseoperator. Det finnes flere interesseoperatorer, og de faller inn under fellesbetegnelsen "featureextraction" hvor hensikten er å finne egenskaper som for eksempel kanter eller punkter som er egnet for senere matching eller objektgjenkjenning. Etter at interesseoperatoren har trukket ut ønsket egenskap fra

bildet, blir mulige samsvarende punktpar funnet ved å beregne korrelasjonskoeffisienten mellom små vinduer rundt de distinkte punktene (krysskorrelasjonsmetoden). Relasjonen mellom disse små vinduene kan beskrives ved en affin transformasjon, på lik linje med det som ble beskrevet under minste kvadraters arealbasert metode. For hvert mulige punktpar kan følgende observasjonslikning utledes fra den affine transformasjonen (Schenk, 1999):

$$E\left\{\begin{pmatrix} r_2 \\ c_2 \end{pmatrix}\right\} = \begin{pmatrix} a_{rr} & a_{rc} \\ a_{cr} & a_{cc} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_1 \\ c_1 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} t_r \\ t_c \end{pmatrix}$$

Før utjevningen blir observasjonenes vektingsmatrise dannet på bakgrunn av korrelasjonskoeffisientens verdi, og for hver iterasjon endres denne etter hvor stor observasjonens restfeil er. Hvis restfeilen er stor, blir vekten til tilhørende observasjoner redusert. Observasjonen vil da få mindre innvirkning på estimeringen av de affine transformasjonsparametrene. Hvis restfeilen overstiger en gitt grenseverdi, blir vekten lik null, og observasjonene blir utelatt i den videre utjevningen. Punktparet blir da klassifisert som ikke samsvarende. Når estimeringen konvergerer sitter man igjen med et estimat på transformasjonsparametrene mellom vinduene, samt at samsvarende punkt er blitt identifisert (Schenk, 1999).

3.4 GNSS

GNSS eller Global Navigation Satellite System består av tre systemer, det europeiske GALILEO (ikke operativt, i testfasen), det amerikanske GPS og det russiske GLONASS. De fleste mottakerne kan i dag motta og prosessere data fra både GPS og GLONASS, og senere også for GALILEO. Flere av momentene som blir nevnt videre er felles for alle systemene, men videre vil fokuset ligge på GPS, siden det er dette systemet som hovedsakelig ligger til grunn i posisjonsbestemmelsen av passpunktene.

3.4.1 GPS – tid, efemerider og signal

Satellittenes klokker er innbyrdes korrelert ut fra fastlagte referanser, såkalt GPS – tid. GPS - tiden er definert ut fra et cesium frekvens ved en utvalgt kontrollstasjon og er av hovedkontrollstasjonen relatert til UTC-tiden med en nøyaktighet på 1µsek (Dueholm & Laurentzius, 2002).

Efemeridene man mottar i navigasjonssignalet fra satellittene beskriver fremskrevne satellittbaner basert på siste oppdatering fra kontrollstasjonene. Disse kalles ”broadcasted ephemerides” og har en nøyaktighet på noen meter. International GPS Geodynamic Service beregner såkalte ”predicted (ultra rapid) ephemerides”, som er basert på kontinuerlige målinger fra en rekke fast etablerte GPS stasjoner verden over. Disse inneholder også fremskrevne baner og er derfor ofte noe mer nøyaktig enn de man mottar i navigasjonssignalet. Når posisjonsbestemmelse tillater etterprosessering kan disse dataene hentes ned fra internett (Dueholm & Laurentzius, 2002).

Signalstrukturen består av to bærebølger L1 og L2, som er basert på en grunnleggende frekvens på 10,23 MHz som gir følgende utsendte frekvenser:

- L1; $154 \times 10,23 \text{ MHz} = 1575,42 \text{ MHz}$, med bølgelengde 0,1905 m.
- L2; $120 \times 10,23 \text{ MHz} = 1227,60 \text{ MHz}$, med bølgelengde 0,2445 m.

På bølgelengden moduleres navigasjonssignalet sammen med to forskjellige koder til måling, C/A-koden (coarse/acquisition) og P-koden (precise). L1 – bærebølgen bærer begge kodene mens L2- bærebølgen kun bærer P-koden.

- C/A- koden; $0,1 \times 10,23 \text{ MHz} = 1,023 \text{ MHz}$, med bølgelengde 293 m.
- P- koden; $1,0 \times 10,23 \text{ MHz} = 10,23 \text{ MHz}$, med bølgelengde 29,3 m.

Koden er bitstrenger som genereres som såkalte ”pseudo range noise” (PRN) sekvenser og gjentas periodisk (Dueholm & Laurentzius, 2002). Grunnen til at kodene bæres av de høyfrekvente L1 og L2 signalene er at lave frekvenser blir mer påvirket av ytre faktorer enn høyfrekvente. Forsinkelsen i ionosfæren er omvendt

proporsjonal med kvadratet av frekvensen. Det vil si at for lave frekvenser vil forsinkelsen derfor få stor innflytelse på målingene av det utsendte signalets utbredelsestid eller signallengde (Dueholm & Laurentzius, 2002).

3.4.2 Observasjonsteknikker

Det finnes en rekke metoder å utføre punktbestemmelser på ved hjelp av GPS. Det vil derfor kun bli gjort rede for den aktuelle metoden benyttet for innmåling av de passpunktene som ble lagt til grunn i det fotogrammetriske arbeidet. Man skiller på hvilke frekvenser målingene baseres på. I tilfeller hvor man benytter en håndholdt satellittkodemottaker, som for eksempel under befaringen av feltområdet, da det ble målt ca posisjon på fast bergrunn, benytter man kun C/A - kodesignalet under måling. Dette vil normalt gi en nøyaktighet på noen meter. Målinger basert på kodesignalet er den metoden det kommersielle markedet for sivile brukere stort sett er basert på. Når punktbestemmelsen krever høyere nøyaktighet som for eksempel ved innmåling av passpunkt benyttes det differensiell GPS ved fasemåling. Med fasemåling er det mulig å oppnå millimeters nøyaktighet mot nøyaktighet på meternivå for kodemåling. Fasemåling foretas alltid som en relativ måling mellom to mottakere og kalles derfor ofte for relativ GPS. Ved fasemåling vil resultatet være rommelige koordinater til en vektor som knytter sammen mottakernes oppstillingspunkt (Dueholm & Laurentzius, 2002). Denne typen målinger krever mottakere som enten er såkalte "en- eller tofrekvente". Enfrekvente mottakere mottar kun på L-1 bæreølgen, mens tofrekvente mottar på begge. Fordelen med tofrekvente mottakere er at ved sammenlikning av frekvensene kan eliminere en god del av det ionosfæriske feilbidraget, og nøyaktigheten ved store baselinjer øker betraktelig (Dueholm & Laurentzius, 2002).

Ved fasemåling måles det direkte på bæreølgen. Faseforskjellen (ϕ) på bæreølgen bestemmes ved at en kopi som genereres i mottakeren sammenliknes med satellittsignalet. Forskjellen i fasen kan bestemmes med en nøyaktighet på 1 % (0,1 % til 0,01 % for noen mottakere) av bølgelengden. Så for L-1 (190,5 mm) og L-2 (224,5

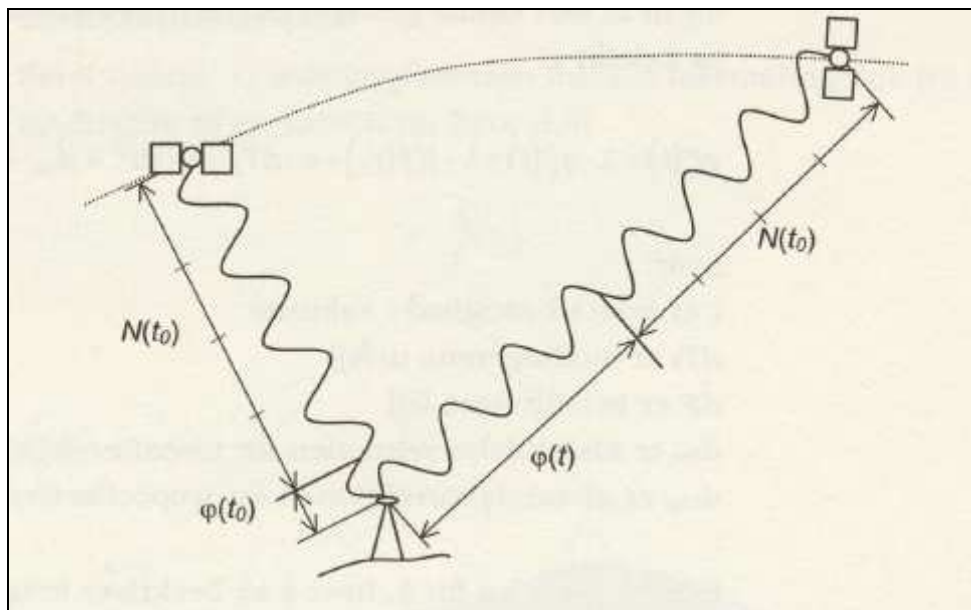
mm) vil det være mulig å oppnå en nøyaktighet på 2 mm eller bedre. For å bestemme avstanden mellom satellitt og mottaker må antallet hele bølgelengder bestemmes. Hvis målingen startes ved tiden (t_0), kan den samlede faseforskjellen (F) uttrykkes (Dueholm & Laurentzius, 2002):

$$F_k^p(t_0) = \phi_k^p(t_0) + N_k^p(t_0)$$

hvor ϕ_k^p er den målte faseforskjellen mellom mottaker k og satellitt p , altså en brøkdel av den siste bølgelengden, og N_k^p er periodekonstanten, altså det ukjente antallet hele bølger mellom satellitt p og mottaker k (se figur 3.4-1) (Dueholm & Laurentzius, 2002). Når mottakeren har funnet faseforskjellen gjøres en kontinuerlig måling/telling av antall hele bølgelengder. Periodekonstanten forblir da konstant så lenge mottakeren har kontakt med satellitten. Ved å tilføre bølgelengden (λ) til likningen ovenfor får vi den ”målte” avstanden mellom satellitt og mottaker. Kvaliteten på klokken i en GPS mottaker er det som skiller de gode fra de mindre bra. Dette feilbidraget gjør at det man faktisk måler er det som kalles fasemålingens pseudoavstand. For å få den sanne geometriske avstanden ρ mellom mottaker k og satellitt p må det utføres en korreksjon. Samtidig kan man slå sammen bølgelengden λ og faseforskjellen ϕ til Φ som beskriver lengden til den mottatte bølgelengden fra tiden t_0 (Dueholm & Laurentzius, 2002):

$$\Phi_k^p(t) = \rho_k^p(t) - \lambda \cdot N_k^p(t_0) + c \cdot dT_k + c \cdot dt^p - d_{ion} + d_{trop}$$

der c er lysets hastighet, dT_k er mottakerens klokkefeil, dt^p er satellittens klokkefeil, d_{ion} er avstandkorreksjon som følge av det ionosfæriske feilbidraget og d_{trop} er avstandskorreksjonen for det troposfæriske feilbidraget. Denne likningen kan benyttes som fundamentallikning i utjevning av GPS-fasemålinger. Selve utjevningen blir ikke omtalt videre etter som punktene benyttet i denne oppgaven allerede forelå i datagrunnlaget (se kapittel 4.1.2).



Figur 3.4-1 illustrerer faseobservasjonene til en satellitt på to forskjellige tidspunkt. N er identisk i begge oppstillingene i motsetning til $\phi(t)$ som er forskjellig fra $\phi(t_0)$ og representerer faseforskjellen. Hentet fra Dueholm & Laurentzius (2002).

3.4.3 Faktorer som påvirker nøyaktigheten i målingene

Satellittdekning: Kan variere gjennom døgnet, men normalt vil man for å gjennomføre målinger ha minimum 4 (helst 5-6) ved statiske målinger, og minimum 5 (helst 6-7) ved kinematisk fasemåling.

Satellittgeometrien eller satellittenes konstellasjon i forhold til mottakeren har stor innflytelse på nøyaktigheten til de målte koordinatene. Begrepet DOP-verdi (Dilution of Precision) er gitt ved (Dueholm & Laurentzius, 2002):

$$\sigma = DOP \cdot \sigma_0$$

hvor σ er den resulterende spredningen i posisjonen, og σ_0 er spredningen på målingen av pseudoavstanden. DOP gir en verdi som indikerer satellittgeometrien ved måling gitt ved. PDOP (Positional Dilution Of Precision) er en av verdiene som benyttes og er gitt ved:

$$PDOP = \sqrt{V_x + V_y + V_z}$$

PDOP-verdier man bør forholde seg til i henhold til Statens Kartverks standard for Satellittbasert posisjonsbestemmelse (2005):

- PDOP < 4.0: god nøyaktighet på posisjonene.
- PDOP 4.0 – 8.0: akseptabel posisjonsnøyaktighet.
- PDOP > 8.0: dårlig nøyaktighet.

Atmosfæriske forhold: Høydevinkel til satellitten bør maskes for å minimere ionosfæriske og troposfæriske forstyrrelser. Minimum høydevinkel bør derfor være 10° - 15°.

Måletiden vil være avhengig av vektorlengden, satellittgeometrien og lokale forhold. Ved måling av vektorer som er lengre enn 10-15km bør man benytte tofrekvente vektorløsninger.

Erfaring viser at en måletid bør være på 30-60min ved vektoravstander opp mot 10km. Over denne lengde og ved målepunkt tilknyttet store hindringer, kreves det at måletiden økes med 50–100 % (Statens Kartverks standard for Satellittbasert posisjonsbestemmelse, 2005).

Multipath eller Flerveisinterferens er effekten som oppstår ved at reflekterte signaler fra gjenstander som for eksempel bygninger, kjøretøy eller liknende blir registrert, og fører til feil i den målte avstanden.

3.5 Geomorfologi

Geomorfologiske prosesser er enten endogene eller eksogene, der den førstnevnte er aktive prosesser i jordens indre og resulterer i tektonisk bevegelse eller vulkansk aktivitet. Endogene prosesser påvirker terrengforholdene ved økt relieff og dermed de potensielle eksogene prosessene. Eksogene prosesser er aktive utenfor jordens faste overflate, i hydrosfæren, atmosfæren eller rommet. Prosessene inkluderer værets påkjenning, denudasjon, fluviale, glasiale, litorale og eoliske prosesser. Eksogene prosesser er således sterkt påvirket av klimatiske forhold (Ahnert, (1998) i Wangenstein (2006)).

3.5.1 Periglasial geomorfologi

Periglasial geomorfologi omfavner konsepter som strekker seg fra det usikre til det som er godt fundamentert i teorien og/eller empirisk har blitt bekreftet ved feltstudier. Som en følge av denne blandingen har disiplinen en utilfredsstillende blanding av kjernekonsepter (Thorn, 1992). Thorn (1992) konkluderer med at periglasial geomorfologi er mest passende definert som følgende:

”Periglacial geomorphology is that part of geomorphology which has as its primary object physically based explanations of the past, present and future impacts of diurnal, seasonal, and perennial ground ice on landform and landscape initiation and development. Additional components of the sub discipline include similar investigations of the geomorphic roles of snow packs (but not glaciers) and fluvial, lacustrine, and marine ice.”

3.5.2 Permafrost

I følge det International Permafrost Association (IPA) blir permafrost definert som *”soil or rock with included ice an organic deris that remains at or below 0°C for at least two consecutive years”* (van Everdingen (1998) i Farbrot (2007)). Mye av

permafrosten er flere tusen år gammel, men permafrost som nylig har blitt dannet eller er i ferd med å forsvinne er av større interesse for mennesker. Hvis den årlige bakketemperaturen er lavere enn 0°C eksisterer permafrost fra dybder hvor sesongavhengige variasjoner ikke er i stand til å heve bakketemperaturen over frysepunktet. Som nevnt i innledningen til denne oppgaven dekkes omtrent 26 % av jordens overflate av permafrost. Man deler gjerne utbredelsen og tykkelsen av permafrost inn i tre kategorier (Easterbrook, 1999):

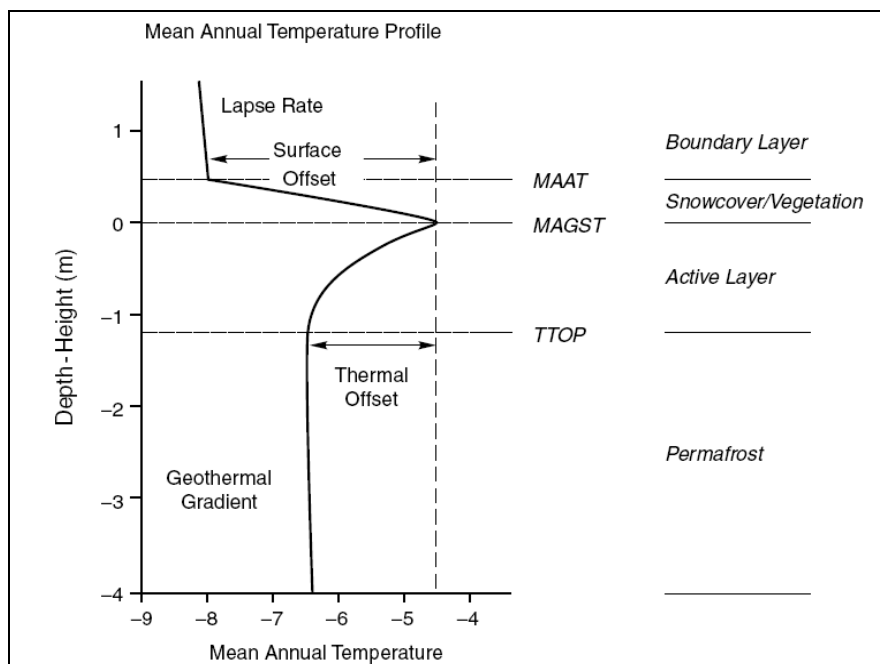
- Kontinuerlig permafrost; dekker store sammenhengende områder med noen lommer som ikke er frosset, kalles talik, under innsjøer, elver eller hav. Tykkelsen varierer, men kan bli opptil 1500 meter som i Sibir, Russland.
- Diskontinuerlig permafrost; permafrostområdene er oppdelt av små spredte områder som ikke er frosset. Varierende tykkelse.
- Sporadisk permafrost; små øyer av permafrost forekommer i områder hvor bakken generelt ikke er frosset. Noen ganger som levninger (relikter) fra tidligere kaldt klima. Tykkelse varierer men målt i til minimum 100 meter på Juvasshø (1700 moh) i Jotunheimen.

Tilstedeværelse og tykkelse på permafrost er avhengig av temperatur i tillegg til lokale faktorer. Lufttemperatur bestemmes av beliggenhet i forhold til breddegrad og/eller høyde over havet. Lokale forhold som påvirker er plassering i forhold til sol innstråling, bakkens termiske beskaffenhet, fuktighet i bakken, vegetasjonsdekke, snødekke og plassering i forhold til dominerende vindretning med tanke på snøtransport og akkumulasjon.

I en studie av permafrostutbredelse i Kanada gjort av Smith & Riseborough (2002) benyttes en funksjonell modell som binder sammen luft-, overflate- og permafrosttemperaturer gjennom sesongvariasjoner for overflatens overføringsfunksjoner og termiske egenskaper under overflaten. Det vises til at temperaturen i permafrosten er et resultat av forholdet mellom lufttemperatur, den nivale (snø) og den termiske forskyvningen av temperaturen som følge av

henholdsvis snødybde og bakken/grunnes termiske egenskaper. Studien kommer fram til at overgangen mellom kontinuerlig og diskontinuerlig permafrost ligger i områder hvor den gjennomsnittlige årsmiddeltemperaturen ligger mellom -6°C og -8°C . Den sørlige grensen for diskontinuerlig permafrost ligger der hvor den gjennomsnittlige årsmiddeltemperaturen ligger på -1°C . Relasjonen mellom klima og bakketemperatur er ikke et forhold bare bestemt av breddegrad. Variasjoner i vegetasjon, topografi, snødekke og jordsmonn/grunn kan gi flere graders forskjell i gjennomsnittlig årsmiddel bakketemperatur over små områder. Dette resulterer i utbredelse av sporadisk permafrost langt utover det man ville kunne anta ved kun å vurdere klimatiske data. Klima - permafrost relasjonen kan presenteres skjematisk (se figur 3.5-1) for det gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur regimet ved tre nivåer (Smith & Riseborough, 2002):

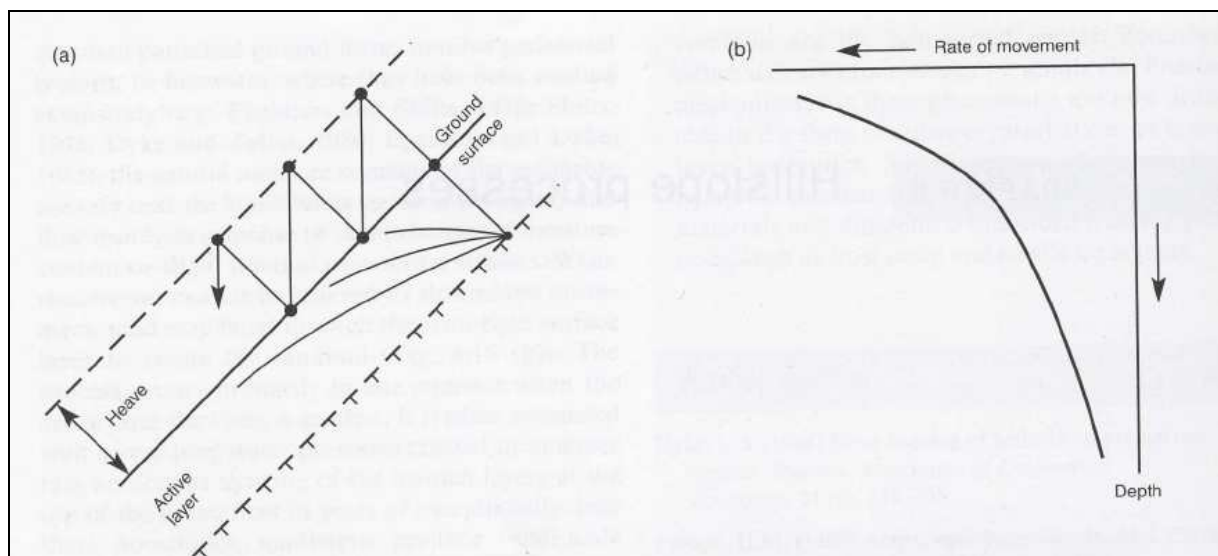
1. lufttemperatur målt ved standard høyde over sesongens snødekke (MAAT);
2. overflatetemperaturen (MAGST);
3. temperaturen på toppen av permafrosten (TTOP);



Figur 3.5-1 viser relasjonen mellom luft- og permafrosttemperatur, illustrert ved en skjematisk gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur profil for de øverste meterne. Hentet fra Smith & Risenborough (2002).

3.5.3 Solifluksjon

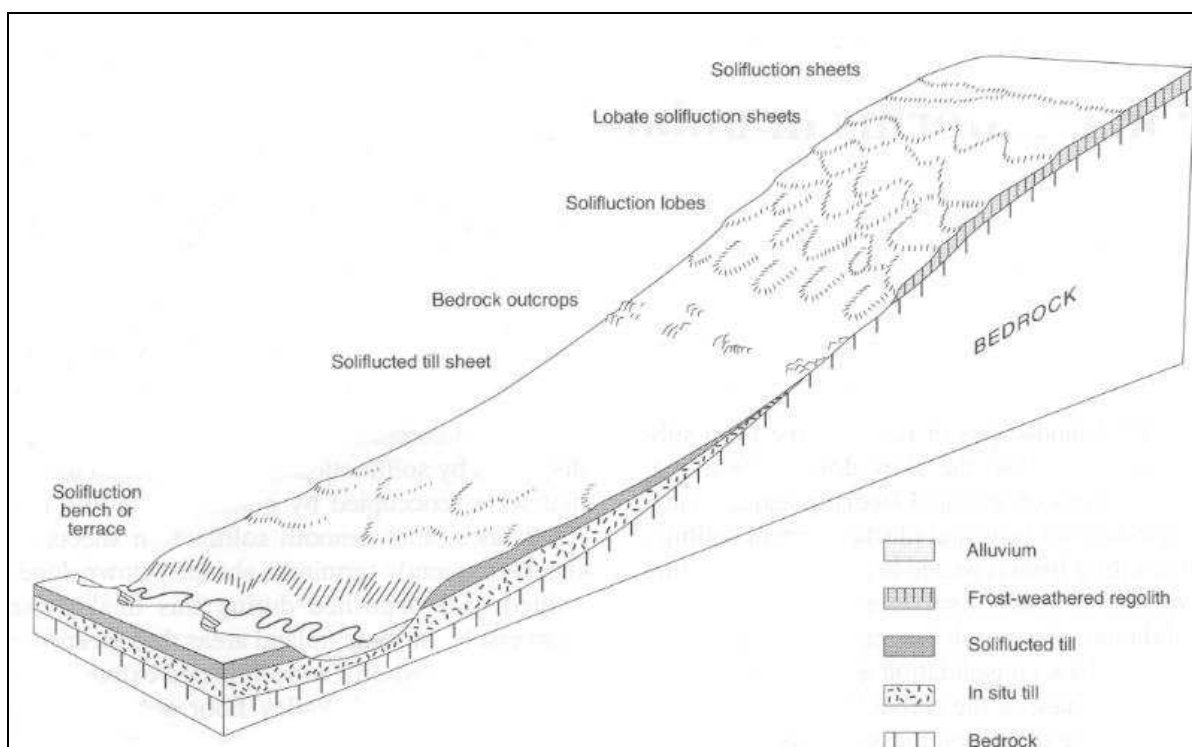
Solifluksjon er sett på som en av de mest utbredte prosessene som fører til bevegelse i overflaten i periglasielle områder. Terminologien ble først brukt av J.G Andersson i 1906 for å beskrive 'den saktegående bevegelsen fra høyere til lavere terreng for masser av erodert materiale som er mettet med vann' som han observerte på Falklandsøyene i 1906 (French, 1996). Ettersom solifluksjon (som definert over) ikke nødvendigvis er begrenset til kaldt klima har termen gelifluksjon blitt foreslått for å beskrive solifluksjon assosiert med årlig eller flerårig frossen jord (French, 1996). Frostsig er tett forbundet med solifluksjon. Det er blitt beskrevet som 'den netto nedadgående forflytningen av partikler som et resultat av frostheving i bakken normalt på skråningen, for deretter å bli avsatt nesten vertikalt ved tining' (se figur 3.5-2a) (Easterbrook, 1999).



Figur 3.5-2 (a) illustrerer det tradisjonelle frostheavingsdiagrammet i en skråning og (b) viser den typiske bevegelsesprofilen assosiert ved ensidig frysing. Hentet fra French (1996).

Når de to prosessene gelifluksjon og frostsig opererer sammen, skapes bevegelsen som i moderne term omtales som solifluksjon (French, 1996). Solifluksjon er synlig i mange terrengformer, som for eksempel lober, trinn (terrasser), flak, striper og tuer (se figur 3.5-3). Et vanlig resultat av omfattende gelifluksjon og frostsig er en dannelselse

av solifluksjonsflak som skaper et jevn og glatt overflate i terreng med helning fra 15-20° og helt ned mot 1-3°. I fronten av disse flakene dannes det karakteristiske lobeformede trappetrinn med en høyde fra noen centimeters til 2-3meter avhengig av skråningsgradienten. Formen er bedre kjent ved navnet solifluksjonlobe. En annen terrengform som dannes er spor av sigeblokker som følge av at større steinblokker flyttes som solifluksjonsprosesser.



Figur 3.5-3 illustrerer forskjellige landformer dannet ved solifluksjon, og frostprosesser under overflaten og i berggrunne. Hentet fra Ballantyne & Harris (1994).

Både gelifluksjon og frostsig er et resultat av tining i isrikt jordmonn. Egnede forhold for gelifluksjon oppstår når den nedadgående perkolasjonen (gjennomtrengningen/silingen) av vann i jordpakken er begrenset, eller når en smelting av segregerte islinser i den tinende jordpakken fører til et overskudd av vann som reduserer den intern friksjon og kohesjon (French, 1996). Gelifluksjon er hovedsakelig en prosess som er aktiv under tineperioder. Steder med rikelig tilgang på vann som for eksempel under snøfonner som ligger lenge utover sommeren eller

årsfonner er spesielt godt egnede områder. De fleste undersøkelser antyder at gelifluksjon er en laminær (lagdelt) bevegelse. Vanligvis er bevegelsen begrenset til de øverste 50 cm i det aktive laget. Skråningsvinkelen ser ut til å ha mindre innflytelse for denne typen bevegelsen, dog tatt i betraktning at det er en signifikant forskjell mellom en skråning på mindre enn 5° og en skråning på mer enn 15°. Det er vanskelig å generalisere den faktiske bevegelsen, men en gjennomsnittlig overflatebevegelse på mellom 0,5 og 10 cm/år er vanlig. I skråninger med veldig lav gradient er bevegelse opp mot 2-2,5 cm/år vanlig (French, 1996).

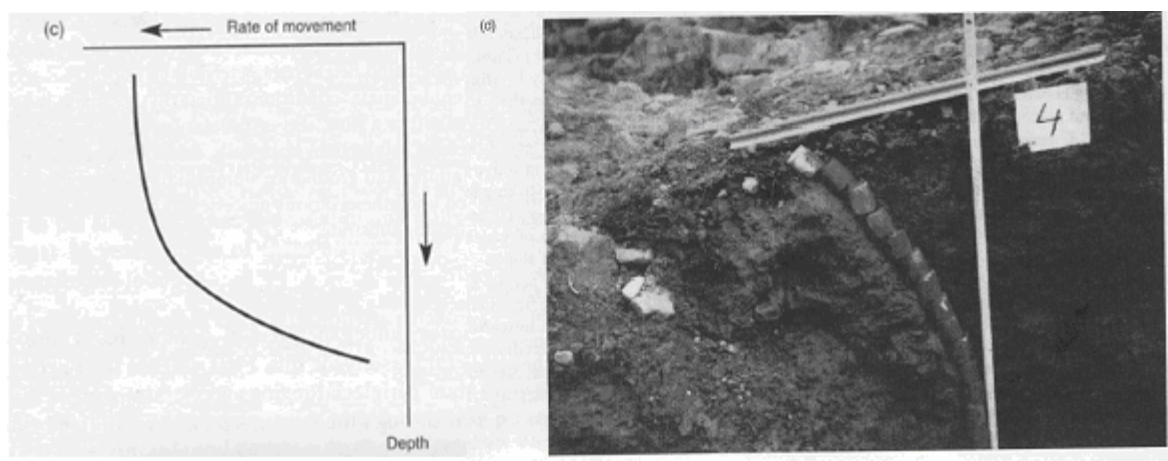
For å unngå en blanding av termene gelifluksjon og solifluksjon er det nødvendig å ta i betraktning om frosten i grunnen/bakken er sesongavhengig eller flerårig, det vil si om bakken er utsatt for ensidig eller tosidig frysing. Ved ensidig frysing består solifluksjon av kun to komponenter: (1) Frostsig, vanligvis forbundet med høsten eller i forbindelse med gjentagende døgnfrost gjennom året, og (2) gelifluksjon som oppstår på våren etter hvert som den sesongavhengige frosten i bakken tiner fra overflaten og ned. Det tradisjonelle konseptet for ensidig frostsig involverer en minkende bevegelse fra overflaten og nedover. (se figur 3.5-2b). Dette er avhengig av frekvensen av fryse - tine syklusen, helningsgradient, tilgang på fuktighet, og jordpakkens følsomhet for frost. Men hvis helningsgradienten (σ), frosthevingsnormalen på overflaten (h), og partiklene avsettes vertikalt ved tining vil det potensielle frostsiget (Δl) parallelt til overflaten være (French, 1996):

$$\Delta l = h \tan \sigma$$

Ved tosidig frysing utgjør solifluksjon ikke bare frostsig og gelifluksjon, men også bevegelse som oppstår på seinsommeren når det tinede aktive laget er i stand til å gli langs et glideplan som dannes i den isrike overgangen mellom det aktive laget og permafrosten (permafrosttabellen). Dette kalles "plug-like" sig (French, 1996).

French (1996) hevder at dette glidelaget kan bidra til at den totale bevegelsen Δl i skråninger med en tosidig frysingsprosess vil kunne være større enn i skråninger hvor en ensidig frysingsprosess er den aktive agensen.

Det relative bidraget for hver bevegelseskomponent vil variere fra lokalitet til lokalitet avhengig av lokale faktorer som tilgang på fuktighet og regionale faktorer som for eksempel sesongvariasjoner. I alpine områder som for eksempel Colorado Front Range, USA, hvor det er store døgn og sesongvariasjoner vil frostsig være den dominerende prosessen gjennom hele året. Og bare i spesifikke områder som for eksempel akselpunkt i fjellet hvor det er større tilgang til vann vil gelifluksjon være den dominerende prosessen (Benedict, 1970). Observasjoner fra høyere breddegrader som for eksempel på Øst-Grønland av Washburn i 1967 (i French, (1996)) indikerer at begge prosessene kan være dominerende gjennom året, og i forskjellige områder av samme skråning avhengig av tilgangen på fuktighet. Dette støttes av Egginton & French (1985) som har observert variabilitet i bevegelsen i en skråning på Banks Island i Northwest Territories, Canada. I følge Washburn (1967) var forholdet mellom frostsig og gelifluksjon 3:1 i de fleste år, og frostsig stod for 30-50% av den totale bevegelsen. På Øst-Grønland ser det ut som frostsig, som følge av årlige variasjoner er viktigere enn sig som følge av kortsiktig variasjoner. I områder med isrik siltig permafrost som i vestlige deler av kanadisk Arktis, virker det til at "plug-like" sig er den mest dominerende prosessen mot slutten av sommeren (French, 1996).



Figur 3.5-4 (c) illustrerer bevegelsesprofilen assosiert ved tosidig frysing. Bildet i (d) viser resultatet av frostsig under en måling gjort ved hjelp av nedgravde plastikksylindrer.

3.5.4 Hastighet på bevegelse ved solifluksjon

Et stort antall felt studier er gjort for å undersøke og måle bevegelsesraten ved solifluksjon. Overflatebevegelse er vanligvis overvåket ved merking av steiner og staver i overflaten eller slått ned i bakken som for eksempel Washburn (1967) (i French, 1996) gjorde. Variasjoner i dybdebevegelse er tradisjonelt blitt målt ved nedgraving av plastikkylindrer (se figur 3.5-4d) eller liknende som deformeres over tid. Noen av bevegelsene som er målt og publisert er samlet i tabell 3.5-1 (French, 1996). Vegetasjon har en betydelig påvirkning på bevegelsesraten etter som dette begrenser overflatebevegelsen. Men det kan føre til en større bevegelse under overflaten, i bakken. Price (1973) (i French, 1996) undersøkte bevegelse som følge av solifluksjon i skråninger med forskjellig helningsretning i Ruby Range, Yukon Territory. Der viste enkelte områder en konveks bevegelsesprofil (altså; en større bevegelse under overflaten) mot andre som viste en normal avtagende bevegelse med dybde (se figur 3.5-4c). Bevegelsen varierte også med helningsretning og mikroklima. Skråninger som lå mot nord og øst hvor det var lite vegetasjonen hadde de største bevegelsene (2,4-2,7 cm/år). Lavere verdier ble dokumentert for skråninger som lå mot sørøst (1,6 cm/år), hvor vegetasjonen var godt utbredt. Den dominerende vindretningen i området førte til at skråninger som lå mot sørvest var tørrere enn de andre og hadde minst bevegelse (0,7 cm/år). Den eneste skråningen med større bevegelse under overflaten enn i overflaten var skråningen med helningsretning mot sørøst. I følge Price (1973) reflekterte dette den hemmende effekten av tykt organisk materiale i overflaten kombinert med et grunt aktivt lag, og rikelig med fuktighet under overflaten.

Tabell 3.5-1 viser et utvalg av undersøkelser gjort på bevegelse (cm/år) i skråninger med varierende gradient som følge av solifluksjon. Hentet fra French (1996).

Locality	Reference	Gradient (degrees)	Rate (cm/year)
Spitsbergen	Jahn (1960)	3-4	1.0-3.0
Spitsbergen	Jahn (1961)	7-15	5.0-12.0
Kärkevåg, Sweden	Rapp (1960a)	15	4.0
Tarna area, Sweden	Rudberg (1962)	5	0.9-1.8
Norra Storfjell, Sweden	Rudberg (1964)	5	0.9-3.8
French Alps	Pissart (1964)		1.0
East Greenland	Washburn (1967)		
		'Wet' sites	3.7
		'Dry' sites	0.9
Colorado Rockies	Benedict (1970)		0.4-4.3
Okstindan, Norway	Harris (1972)	5-17	1.0-6.0
Ruby Range, YT, Canada	Price (1973)	14-18	0.6-3.5
Sachs Harbour, Banks Island, NWT, Canada	French (1974a)	3	1.5-2.0
Garry Island, NWT, Canada	Mackay (1981)	1-7	0.4-1.0
Swiss Alps	Gamper (1983)		0.02-0.1
Eastern Banks Island, NWT, Canada	Egginton and French (1985)	<10	0.6
Svalbard	Akerman (1993)	2-25	
		Stripes	1.4-2.0
		Steps	0.9-2.2
		Lobes	3.3
		Sheets	4.3

3.5.5 Formens opprinnelse

Landformen i feltområdet og liknende på Island har som nevnt i innledningen av oppgaven blitt studert av blant andre Jónsson (1976), Guðmundsson (1996) og Whalley (1983).

Whalley (1983) går ikke så langt som å forklare forårsakende mekanismer for utglidningene. Men det generelle bildet som tegner seg for formene er tilstedeværelsen av en klippe eller fjellvegg ovenfor. Og i kraft av det kan man si at spenning i berggrunnen fører til at strukturen i materialet kan svikte. Når anrikning av vann i sprekker fører til økt porevannstrykk er dette en mekanisme som kan føre til svikt i stor målestokk. Veldokumenterte eksempler finner man i Brunsden (1979) (i Whalley, 1983). Det virker til å være en sammenheng mellom vanntrykk og fjellkollaps i stor skala (Whalley, 1983). Frostsprenging eller vann som ekspanderer ved frysing skaper stort trykk og kraft. Frostsprenging kan føre til en utvidelse av allerede tilstedeværende sprekker. På så måte kan frostsprenging være en viktig faktor for utløsning av skred (Braathen et al. 2004). I en bredere kontekst er tilstedeværelsen av permafrost eller frost i jord er en vital stabiliserende faktor i

fjellsider. I de fleste tilfeller vil tining av is fylte sprekker føre til et hurtig tap av skjærestyrke. Siden smelting av permafrost påvirker stabiliteten i fjellskråninger må både tidligere og fremtidig smelting av permafrost taes hensyn til ved analysen av deformasjon før et eventuelt skred, og mekanismer som fører til at berggrunne svikter (Braathen et al. 2004). Tilstedeværelse av permafrost i feltområdet kan på grunnlag av data hentet fra Farbrot (2007) sies ikke å være tilstede i de 12 øverste meterne oppe på fjellplatået. Men strukturmarken på det samme platået tyder på at det er og har vært aktive frostprosesser i området. Whalley (1983) påpeker at frostsprenging alene er en lite sannsynlig utløsende faktor for store skred på Island, selv om flere skred har gått lenge etter at isen trakk seg tilbake etter siste istids maksimum.

Glasiale prosesser påvirker stabiliteten i berggrunnen som følge av at glasial erosjon gjør fjellsidene brattere. Dette er foreslått som en årsak for flere storskala skred på Island av Thorarinsson (1954) (i Whalley 1983). Thorarinsson antyder også at lavaens (berggrunnen) inklinasjon heller inn mot dalbunnen, og på så måte fremhever dannelsen av skred i dalsidene. Sammen gir disse aspektene tilstrekkelig indikasjon på at disse mekanismene kan føre til flere skred (Whalley, 1983). Anrikning av vann i sprekker fører til økt porevannstrykk og sammen med ovennevnte faktorer gir dette oss et mer komplett bilde med tanke på en forklaring. Men det er ikke mulig å fastslå at høyt porevannstrykk, glasial erosjon eller lavaens helning alene gir en forklaring, eller hva deres relative bidrag ville vært. En annen effekt relatert til glasiasjon nevnes i Whalley (1974) og som støttes av Braathen et.al (2004) er, fjerningen av støtten eller forbygningen den nærliggende breisen sørger for under tilbakesmelting. Den påfølgende avspenningen er tenkt til å være av stor betydning for stabiliteten i fjellsider i bre områder. Dette fordi vekten av den overliggende breisen fører til høyt trykknivå internt både i dalbunnen og fjellsidene. En utløsning av elastisk deformasjonsenergi under perioder med is smelting, resulterer i en forplantning av interne sprekkenettverk som kan føre til at berggrunnen svikter (Braathen et al. 2004). For islandske forhold betyr dette en gjennomgående penetrasjon av vann ned i lavaen. I perioden med deglasiasjon vil ustabiliteten i fjellsider sammen med rik tilgang på vann hjelpe til med å forklare hvorfor de største skredene generelt er de

eldste. Men store skred har også gått flere tusen år etter den største deglasiasjonen, og det kan tyde på at tilstedeværelsen av vann er den viktigste faktoren for utløsning av skred i motsetning til fryse-tine mekanismer (Whalley 1983). Feltområdet i denne oppgaven ligger ved kysten og har en høydeforskjell som går fra ca 10 til 900 moh. Dette gjør at landhevingen i Holocen har påvirket området. Dauteuil et al. (2005) har sett på landhevning vest for riftsonen ved Akureyri på Nord-Island. Selv om feltområdet i denne oppgaven ligger på østsiden og utenfor riftsonen kan man få en indikasjon på i hvilken størrelsesorden landet har hevet seg. Dauteuil et al. (2005) fant at den vertikale forskyvningen de siste 17000 årene var ca 160 meter. Dette svarer til en vertikal forskyvning på 1 cm/år.

Andre faktorer som ikke er nevnt, men som er av betydning for modellering av mekanismer er den tertiære basaltens geotekniske karakter. Den er på mange måter særegen, særlig på grunn av at sprekke i den tertiære lavaen er bundet sammen av sekundære hydrotermiske mineralavsetninger (Douglas (1981) i Whalley (1983)). Viktigheten av mikrosprekker og deres ekspansjon i mekanisk og kjemisk sammenheng er lite forstått som bidragsyttere til store skred (Whalley, 1983).

4. Metode og datagrunnlag

I dette kapitlet beskrives metodene som er brukt, samt fakta om datagrunnlaget og intensjonen med feltarbeid. I tillegg beskrives premissene for de ulike programvarene som er benyttet.

4.1 Datagrunnlaget

4.1.1 Flybildene

Datagrunnlaget bestod opprinnelig av 3 sett flybilder og 1 sett ortofoto. Alle flybildene var digitalisert ved skanning og levert av Landmælingar Íslands. Ved utvelgelse og kvalitetskontroll av bildene ble de vurdert etter tilstedeværelse av skyer og sky skygge, skygger i fjellsiden som følge av dårlig belysning med tanke på solvinkel og innstråling, snø, geometrisk og radiometrisk oppløsning (jfr. kapittel 3.1.1), kalibreringsrapport (jfr. kapittel 3.1.3), samt en generell vurdering av kvaliteten på teksturgjengivelsen. Det eldste flybildesettet fra 1945 ble forkastet på grunn av dårlig kvalitet og manglede kamerakalibreringsrapport. For settet fra 1960 manglet også kamerakalibreringsrapporten. Bildekvaliteten var noe bedre her, men den manglende kamerakalibreringsrapporten, i tillegg til skyer i sentrale deler av bildene førte til at ønsket nøyaktighet ikke ble oppnådd ved forsøk på å tilordne verdier for den indre orienteringen. Etter flere runder med korrespondanse med Landmælingar Íslands endte det med å bestille opp et nytt sett med flybilder fra 1977. De to gjenstående bildesettene fra 1977 (F773, F774, F775 og F776) og 1988 (K9148, K1950, K1951 og K1952) (se figur 4.2-1) (se Appendiks Vedlegg C for ytre orientering) var av tilstrekkelig kvalitet med forbehold om en del snøflekker og striper fra skanningen innenfor studieområdet. Utenfor studieområdet var det flere områder med dårlig teksturgjengivelse og dårlig kontrast. Teksturgjengivelsen skapte noen problemer i orienteringsarbeidet, men ble løst ved overskytende målinger. Etter som feltområdet strekker seg fra ca 10 m til 900 m, vil det i enkelte områder være is

og snø som ligger lenge utover eller hele året. Dette sammen med dårlig kontrast og skygger var aspekter som hadde størst utslag på terrenggjengivelsen i den automatiske fremstillingen av DTM'ene. Det nye datagrunnlaget ble bestående av to sett à 4stk flybilder:

Tabell 4.1-1 viser de tekniske data for bildesettene fra 1977 og 1988. Flyhøyden er basert på den ytre orienteringen.

Antall bilder	4	4
Fotografert	1977	1988
Kameratype	RC10	RC10
Kamerakonstant	151,78	151,76
Filmtype	Sort - hvit	Sort - hvit
Flyhøyde hentet fra ytre orientering	4649 moh	5628 moh
Bildemålestokk ca	1:29 500	1:35 700
Skannet m/oppløsning	2000dpi/12,7µm	2000dpi/12,7µm

I tillegg, som nevnt over forelå det en mosaikk av 18 ortofoto fra juni 2002 som kommer fra Vegagerðin (Islands Vegvesen). Det foreligger lite informasjon om dette settet annet enn det man kan lese av "header-" og "metadata" filene til bildene samt hva tidligere brukere har fortalt (ref muntlig samtale Eiken, 05-2007):

Tabell 4.1-2 viser tekniske data for ortofoto mosaikken fra 2002. Informasjonen er basert på header- og metadata filene.

Antall bilder (benyttet)	18 (4)
Fotografert	2002
Filmtype	RGB
Datum	ISN93
Projeksjon	Lambert konform konisk kjegle m/2 paralleller
Ellipsoide	GRS80
Bakkeoppløsning	50 cm

Av de 18 ortofotoene i mosaikken ble 4 ekstrahert. Av disse ble det hentet ut et ortofoto ut ifra et forhåndsbestemt "collection boundary" eller avgrenset område. Dette avgrensede område ble bestemt etter orienteringen av bildene ved fremstilling

av DTM'en (jf. kapittel 4.3.2). Bildefilene ble så konvertert fra Intergraph Raster File (rgb) - format til TIFF File - format med tilhørende geotiff informasjon. Til dette ble bildebehandlingsprogrammet Z/I IRAS/C v.8.0.6 sammen med Microstation 7.0.1.1 fra Bentley benyttet.

4.1.2 Passpunktene

De 13 passpunktene (se figur 4.2-1) ble innmålt ved statisk relativ GPS (jfr. kapittel 3.4.2) i august 2004, og forelå som allerede utjevnete punkt når arbeidet med denne oppgaven startet.

Ved innmålingen ble det benyttet en J P S Legacy mottaker sammen med en J P S LegAnt E JAVAD – antenne. Statistiske målinger benyttes normalt ved innmåling av lange vektorer (ΔX , ΔY og ΔZ). GPS-nettet bestod av 13 punkt hvor punkt (V_FP3) var kontrollpunktet (se Appendiks Vedlegg B), og sto utplassert hele tiden mens innmålingene av de andre punktene i nettverket pågikk. For hver baselinje bør det måles i 20 - 120 minutter for å oppnå et nøyaktighetspotensial på 5 mm + 1 ppm (parts per million). For innmåling av passpunkt bør det legges opp til minimum to vektorer per punkt, med minimum måletid på 30 minutter (Standard for Satellittbasert posisjonsbestemmelse, 2005). Dette vil dog variere alt avhengig av vektorlengde, satellittgeometri og lokale forhold. Videre krav til nettverket vil riktig nok avvike noe fra kravet i henhold til standard, dette fordi innmålingene ble gjort uten tilknytning til et overordnet nett eller et høydegrunnlag.

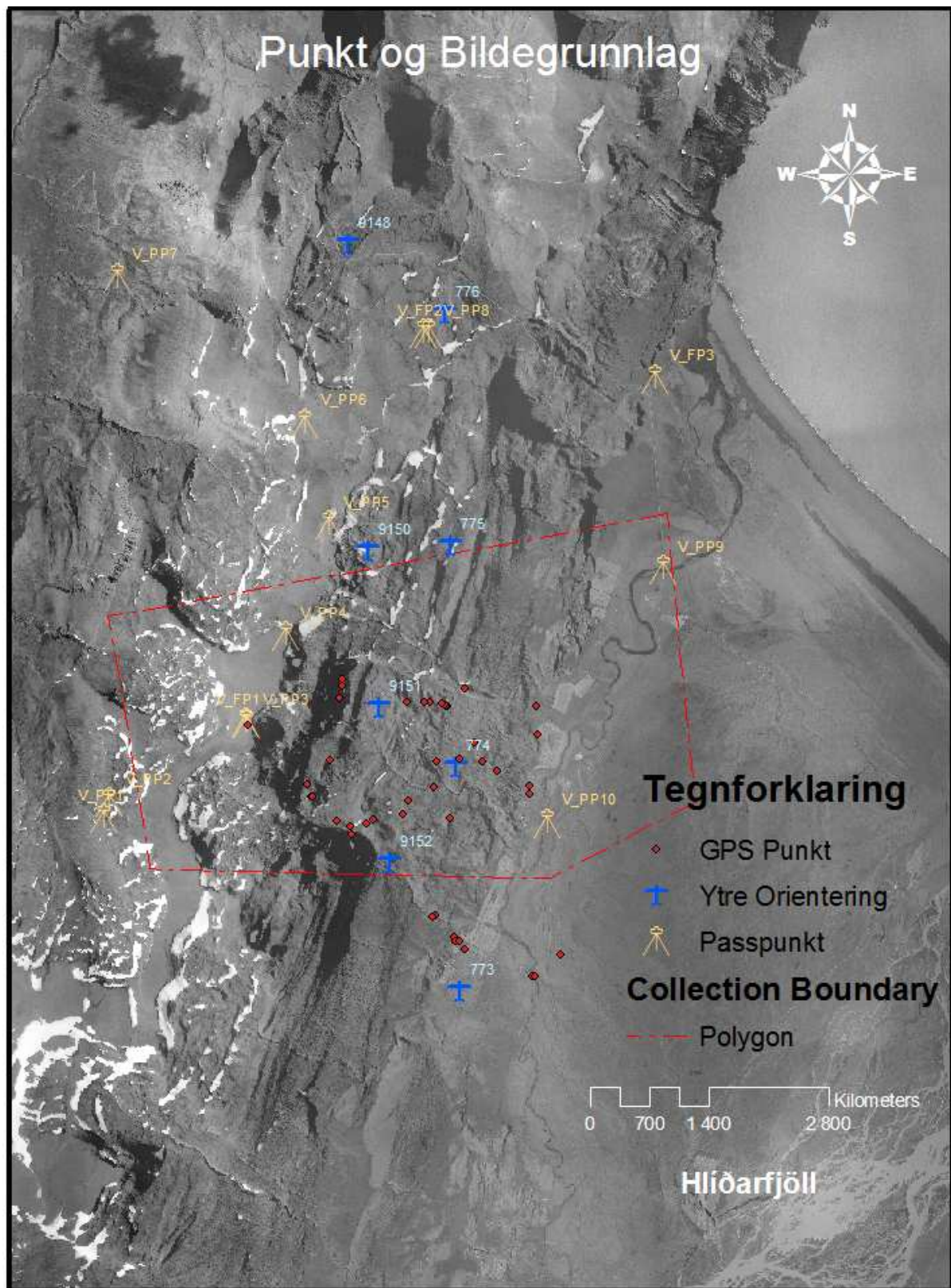
Datainnsamlingen og beregningen ble gjort i WGS84 – ITRF2000, UTM28. Som følge av at ortofotoene fra 2002 var generert i islandsk datum ISN93 (GRS80) var det enkleste for det videre arbeidet å transformere passpunktene til ISN93. På grunn av manglende opplysninger rundt ISN93 var det vanskelig å finne ut hvilken ITRF (International Terrestrial Reference Frame) referanseramme som er tilknyttet dette. Hvis man antar at ISN93 er tilknyttet ITRF93, er det verdt å merke seg resultatet som fremkommer i Geirsson et al (2006) hvor den observerte tektoniske bevegelsen øst for riftsonen er ~19 mm per år i en øst, sørøstlig retning. Dette svarer godt til

opplysningene man finner i Statens kartverks standard for Koordinatbaserte referansesystemer (2004) hvor det antydes at det geosentriske datumet ETRS89 (European Terrestrial Reference System 1989), eller EUREF89 (i Norge), med anvendt ellipsoide GRS80 følger den europeiske tektoniske platens bevegelse som svarer til ”snaue 2 cm/år”. Videre framgår det av manualen til Landmælingar Íslands sitt interaktive transformasjonsverktøy cocodatⁱ ([5a], www.lmi.is) at forskjellen mellom datum WGS84 og ISN93 ligger i størrelse orden ”noen desimeter”.

Som følge av usikkerhetene rundt dette ble det derfor ikke utført en transformasjon, men en konvertering. Denne konvertering kan altså gjøres i cocodatⁱ eller liknende programmer. Passpunktene som da opprinnelig ble målte i UTM – koordinater ble konvertert til Lambert konform kjegleprojeksjon (m/ 2 paralleller).

4.2 Feltarbeid

Feltarbeidet ble gjennomført over 2 dager (24. og 25. august 2006) som en del av en ukes ekskursjon på nord, øst og sør Island hvor datainnsamling fra borehull og miniloggere i forbindelse med Herman Farbrots sin doktoravhandling ble gjennomført. Under de to dagene i feltområdet ble en generell vandring/gjennomgang av hele fjellsiden med omkrinkliggende områder gjort for å få en oversikt og følelse med terrenget. Fra tidligere studier av flybildene var det vanskelig å kunne bedømme hvilke deler av fjellsiden som var fast grunn, og således kunne brukes som sikre/faste punkt i målinger eller krysskorrelasjonsmatching. For å bestemme disse ble 46 (se figur 4.2-1) mer eller mindre gjenkjennelige punkt koordinatfestet med en håndholdt GPS mottaker (jfr. kapittel 3.4.2). Koordinatene ble senere konvertert på tilsvarende måte som nevnt i avsnittet om passpunkt. Det ble også gravd tre mindre profiler, mer eller mindre i tilfeldig utvalgte langsgående voller/rygger for å få et inntrykk av det øverste jord/stein lagets bestanddeler.



Figur 4.2-1 Bildet en oversikt over feltområdet med GPS-nettverkt, de ytre orienteringene for havert flybilde, GPS-punktene fra feltarbeidet og det avgrensede området bestemt under genereringen av DTM'en.

4.3 Digital fotogrammetri

4.3.1 Orientering

Orienteringen av bildene ble gjort i Z/I Imaging. Den indre orientering ble gjort innledningsvis i det prosjektet ble satt opp hvor all data fra kalibreringsrapporten ble implementert. For den relative og absolutte orienteringen ble ”multiphoto-modulen” i ISDM (Image Station Digital Mensuration) benyttet siden prosjektet kun bestod av 8 bilder fordelt likt på to striper (en fra 1977, og en fra 1988). Absoluttorienteringen ble gjort med bildene fra 1988 som grunnlag. Dette fordi passpunktene opprinnelig ble utvalgt, og tegnet inn i de aktuelle bildene etter som de forelå som papirkopi i 2004 da punktene ble innmålt (se figur 4.2-1).

Etter at bildene fra 1988 var relativ og absolutt orientert ble bildene fra 1977 orientert i forhold til de fra 1988 ved en overskytende mengde med sammenbindingspunkt godt fordelt i alle overlappende bilder der detaljgraden var tilstrekkelig. Punktene, spesielt i fjellsidene ble valgt ut i forhold til det som framgikk som fast grunn/fjell. Det ble ikke innmålt sammenbindingspunkt innenfor feltområdet i sin helhet siden formålet var å se på forandring her.

4.3.2 Automatisk generering av DTM

Den digitale terrengmodellen ble generert ved bruk av ISAE (ImageStation Automatic Elevation) fra Z/I Imaging. Matchingsalgoritmen ISAE benytter likner mye, og er basert på den som blir levert som et selvstendig program i dag, nemlig Match-T. Dette er kombinert areal og objektbasert matchingsteknikk (jfr. kapittel 3.3) som benytter en bildepyramide fra grov mot finere oppløsning ved gjennomføring av matchingen (jfr. kapittel 3.1.2). Før genereringen av DTM’en ble et såkalt ”colletion boundary” (se figur 4.2-1) bestemt ved bruk av ISSD (ImageStation Stereo Display fra Z/I Imaging) på bakgrunn av en vurdering av stereomodellene for 1977 og 1988 over feltområdet. Det ble tilstrebet og plasserer det avgrensede området der overlappingen og dekningen var best mulig. For bildesettet fra 1977 førte dette til at

noe av feltområdet falt utenfor, og to stereomodeller måtte brukes for å få tilstrekkelig dekning. For bildesettet fra 1988 forelå det 3 bilder med ~80 % overlapp. Dette gjorde at de to i hver ende som til sammen ga ~60 % overlapp ble benyttet. Modellen dekket dermed også hele feltområdet. Det ble generert flere DTM'er for å sammenligne forskjellige parametervalg. Parametrene omtales videre i de neste to avsnittene.

Terreng og matching i ISAE

Parameterinnstillingene for terreng og matching kan brukes enten ved forhåndsbestemte menyvalg eller av bruker. Terrengets utforming vil være avgjørende for valget av parallaxseavgrensning og den epipolare linjeavstanden.

Parallaxseavgrensningen bestemmer antallet piksler som skal definere søkeområdet for matching av homologe punkter i bildet, og beregner kun punkter innenfor den satte verdien. Parallaxseavgrensningen spesifiserer høydeavgrensningen i objektrommet hvor målte 3-D punkt blir akseptert. Ved mindre parallaxseavgrensninger som for flate områder kan mindre høydeavgrensning i objektrommet føre til at små objekter som bygninger, trær og andre mindre elementer blir filtrert ut. **Adaptiv parallaxse** finner automatisk søkerommet eller parallaxseavgrensningen for matchingen. Søkerommet blir bestemt for hvert bilde på grunnlag av en estimering av maksimum høydedifferanse i bildepyramidens foregående bilde.

Innstillingen for den **epipolare linjeavstanden** avgjør tettheten til egenskapsrommet programmet matcher. Verdien bestemmer avstanden mellom hver pikselrad som blir skannet. Den epipolare linjeavstanden i flate områder kan være større enn i fjellområder som følge av at terrengforandringene sett i forhold til avstand er mindre. Hvis et bilde inneholder områder med liten kontrast og tekstur som for eksempel skygge, vann eller snø vil man ved bruk av **adaptive matching** be programmet re-filtrere slike områder for å oppnå bedre matching.

Rekonstruksjon av overflaten

For rekonstruksjon av overflaten bestemmes grid størrelsen for DTM'en ved å sette parametrene for x- og y-retning. Valg av avstand i x- og y-retning vil bestemme hvor god geometri man får i gridet. Sigmaverdien er den teoretiske presisjonen man kan oppnå ved måling av 3 dimensjonale punkter i terrenget, og er beregnet ut ifra pikselstørrelse, bildeskala og ratioet base til høyde. Verdien setter en maske for rekonstruksjonen av terrenget ved minste kvadraters metode. Nøyaktigheten til DTM'en kan bli sterkt redusert ved for høy masking (sigmaverdi).

Adaptive grid vil automatisk variere avstanden i gridet innenfor et gitt intervall. Metoden er basert på et kantbevarende filter og spesielt godt egnet for bilder hvor terrenget har stor variasjon som for eksempel hvis det er bråe forandringer i helninger som kan markeres ved bruddlinjer. For mindre områder med store høydeforskjeller vil en reduserte gridavstanden gi en bedre geometrisk distribusjon av terrenget, og i områder som flater ut vil en økende gridavstand gjennomføres uten at kvaliteten på DTM'en forringes. Sampling faktoren som bestemmer avstandsintervallet i gridet kan være 2.0 hvor intervallet da blir: ["Gridavstand" / 2.0, "Gridavstand", "Gridavstand" x 2.0].

Glattingsfiltrene har forhåndsinnstilte parameter, men kan også bestemmes av bruker. Filtrene bestemmer i hvilken grad lokale terrengdetaljer skal filtreres ut og gattes ut. Graden av glatting bør bestemmes ut ifra terrengtype. For flate områder vil det kanskje være naturlig å bruke et høyt vektet filter for å glatte over uønskede strukturer, trær eller liknende. I kupert terreng og fjellområder vil man kanskje foretrekke et medium eller en lavt vektet filtrering for ikke fjerne konturer som søkk, daler osv.

4.3.3 Sammenligning av DTM'ene

Ettersom det ikke forelå noen kontrollpunkter for området var det ikke mulig å si noe om den absolutte nøyaktigheten til modellene. Terrengpunktene relative nøyaktighet ble derfor vurdert på bakgrunn ved sammenlikning av modeller generert ved

forskjellige parameterinnstillinger. For visuell kontrollene av de automatisk genererte punktene ble ISSD (ImageStation Stereo Display) fra Z/I Imaging benyttet. Punktene ble drapert over stereomodellen og høydekoter ble interpolert for å se hvordan de lå til terrenget. Sammenligning og differensiering av modellene ble gjort i Surfer 8 fra Golden Software. Grid ble generert fra punktfilene, og videre fra gridfilene ble gridoperasjoner som fremstilling av koter, subtraksjon, etc. utført og visualisert (se figur 5.1-1).

Det beste resultatet ble oppnådd med stereomodellen fra 1988, og følgende parametervalg ble benyttet (jfr. kapittel 4.3.2):

- Adaptive parallaxse
- Fjellterreng
- Adaptive matching
- Grid 5 x 5 meter
- Adaptive grid intervall 2

4.3.4 Ortofotogenerering

For generering av ortofoto ble programmet ISBR (ImageStation Base Rectifier) fra Z/I Imaging benyttet. Etter som det senere arbeidet ville kreve at bildene var like og det ortofotoet som forelå fra 2002 hadde en pikselstørrelse på 0,5 meter, ble tilsvarende valgt for ortofotoene fra 1977 og 1988. Det samme gjaldt komprimering, dannelse av bildepyramide ("overview") (jfr. kapittel 3.1.2) og blokkinndeling ("tiling"), og ble ikke gjort. Ut ifra vurderingene gjort i valg av det avgrensede området ("collection boundary") i fremstillingen av DTM ble kun de bildene med best dekning over studieområdet benyttet. Det ble så valgt et noe mer avgrenset område eller bilderektangel (uten rotasjon) sett i forhold til det brukt ved fremstillingen av DTM'en. Dette fordi man som nevnt i kapittel 3.2.3 begrenser forskyvningen i ortofotoet ved å bruke de sentrale delene av bildene.

Stereomodellene og DTM'ene fremstilt av bildene fra 1977 hadde en noe ufullstendig overlapp i forhold til studieområdets utstrekning. Så istedenfor å binde sammen to DTM'er ble DTM'en fra 1988 lagt til grunn siden denne hadde god dekning for hele studieområdet. Den vertikale forandringen mellom 1977 og 1988 ble vurdert til å være minimal. Men som det vil bli omtalt videre i resultat- og diskusjonskapittelet vil vertikale feil i terrenghøyde bli transformert til horisontale avvik i piksel lokasjon. Etter som formålet uansett var å måle den horisontal bevegelsen ville dette ikke ha avgjørende innvirkning på sluttresultatet så fremt DTM'en gir en god terrenggjengivelse. Det vil uansett tas forbehold om at gjennomgående feil fra alle prosessene vil forplante seg og må tas til følge i evalueringen av resultatene. Resamplingsmetoden som ble benyttet var en eksponentiell interpolasjon med 16 pikslers intervall. De valgte parameter innstillingene ved generering av ortofoto ble da:

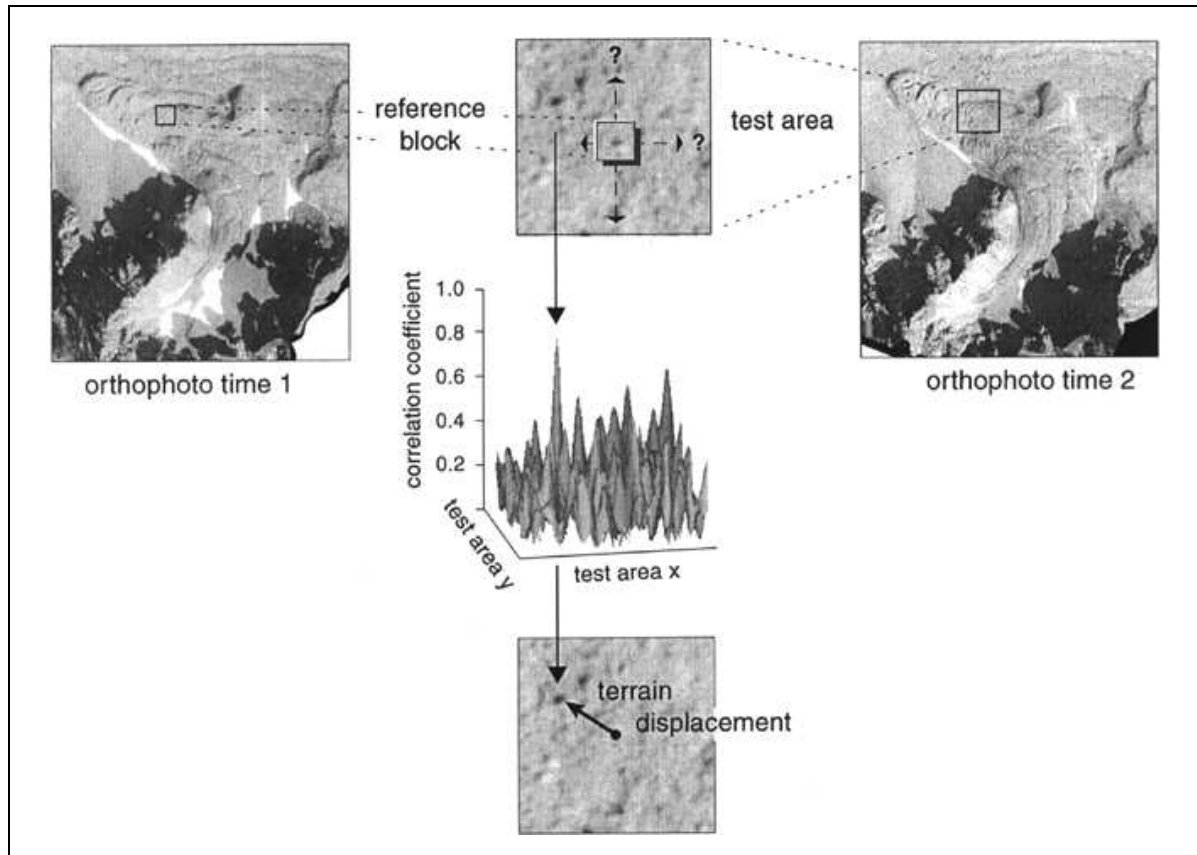
- TIFF 8-bit ukomprimert, uten blokk inndeling
- Pikseloppløsning 0,5 meter
- Interpolert ved eksponentiell interpolasjon med 16 pikslers intervall.
- Med et definert bilderektangel uten rotasjon

4.4 Correlation Image AnalySis (CIAS)

CIAS er et av flere programverktøy for krysskorrelasjonsmatching av blant annet ortofoto utviklet som en del av en diplomoppgave av Markus Vollmer (1999) ved Universitetet i Zürich. CIAS er senere blitt benyttet flere ganger av blant andre Kääb & Vollmer (2000), Kääb (2002), Wangenstein (2006), Lajord (2005) og Kerr (2005).

Målingene av en individuell horisontal forskyvningsvektor kan i utgangspunktet gjøres på to måter: (1) Utvelgelse av en bildeseksjon eller referanseblokk med tilstrekkelig optisk kontrast i ortofotoet fra tid t_1 . Grunnrisskoordinatene for senteret i pikselet er da kjent fra ortofotoets georeferering. (2) De korresponderende

bildeseksjonen eller testblokken blir så søkt etter i et testområde i ortofotoet fra tid t_2 . Så hvis dette søket lykkes resulterer dette i horisontal forskyvningsvektor mellom ortofoto t_1 og t_2 (se figur 4.4-1)



Figur 4.4-1 illustrer framgangsmåten ved måling av overflateforskyvning fra multitemporale ortofoto ved blokk-korrelasjons teknikk. En referanseblokk i ortofoto ved tid 1 er søkt opp i testområdet i ortofoto fra tid 2. Den horisontale forskyvningen mellom referanseblokkas lokasjon og den korresponderende testblokkas viser overflateforflytningen. Hentet fra Kääb og Vollmer (2000).

For å identifisere korresponderende bildeblokker i begge bildene benyttes en dobbel krysskorrelasjon basert på gråtoneverdiene i bildene. Denne er noe utvidet fra normalisert krysskorrelasjon presentert i kapittel 3.3.1 ("Arealbasert matching") og er gitt ved (Kääb, 2005):

$$\Phi(i, k) = \frac{\sum_j \sum_i s \left((i + j, k + 1) - \left(\frac{T_{\text{test}}}{N_{\text{test}}} \right) \right) \cdot m \left((j, 1) - \left(\frac{T_{\text{ref}}}{N_{\text{ref}}} \right) \right)}{\sqrt{\sum_j \sum_i s^2 \left((i + j, k + 1) - \left(\frac{T_{\text{test}}}{N_{\text{test}}} \right) \right) \cdot \sum_j \sum_i m^2 \left((j, 1) - \left(\frac{T_{\text{ref}}}{N_{\text{ref}}} \right) \right)}}$$

Hvor:

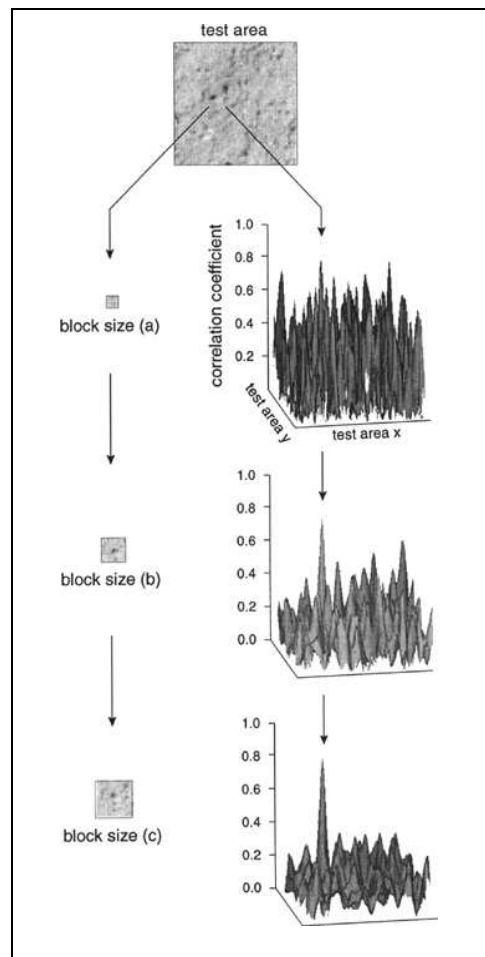
- Φ er den doble krysskorrelasjonsfunksjonen, (i,k) og (j,l) er koordinatene i henholdsvis test og referanseblokken.
- s er funksjonen for gråtoneverdiene i testblokka, $s(i,k)$ er de korresponderende gråtoneverdiene i lokasjon (i,k) .
- m er funksjonen for gråtoneverdiene i referanseblokka, $m(j,l)$ er de korresponderende gråtoneverdiene for lokasjonen (j,l) .
- T er summen av gråtoneverdiene i test og referanseblokka og N er antall piksler i test og referanseblokka ($N_{\text{ref}} = N_{\text{test}}$).

Det globale maksimum for Φ er ment til å indikere den forskjøyne terrengblokka for t_1 . Termen (T / N) normaliserer gråtoneverdiene i test og referanseblokka og påser at den totale forskjellen i gråtoneverdiene ikke påvirker korrelasjonsresultatet.

Ettersom CIAS ikke er i stand til å gjøre målinger på RGB-bilder, og at ortofotoene fra 1977 og 1988 var svart-hvitt, ble ortofotoet fra 2002 omgjort til svart-hvitt, og klippet til tilsvarende bilderektangel som ortofotoene fra 1977 og 1988 ved hjelp av Geomatica 10 fra PCI Geomatics.

Størrelsen på testområdet blir bestemt innledningsvis i programmet. Det velges i forhold til maksimum forventet forflytting slik at testblokka, som korresponderer med referanseblokka, er mulig å søke opp i testområdet. Referanse og testblokkas størrelse ble valgt i forhold til teksturkarakteristikken til overflateformen avbildning. Ved valg av for små referanseblokker vil ikke et klart maksimum for Φ kunne defineres, og ved valg av en for stor referanseblokk vil sannsynligheten for at feil valg kan oppstå i søk etter korresponderende punkt (se figur 4.4-2). Standard referanseblokkstørrelse kan ligge mellom 7×7 og 30×30 piksler, men for datagrunnlaget i denne studien ga en referanseblokk på 15×15 piksler, og et testområdet på mellom 20×20 og 60×60 piksler (maksimum 5 til 12 meter) det beste resultatet. Selv om programmet tillater automatisk matching ved å velge ut

større områder som avgrenses med polygoner og forhåndsbestemt gridstørrelse, ga ikke teksturkarakteristikken til overflatens avbildning, og pikseloppløsningen (0,5 m) godt nok resultat. Dette førte til at alle målingene ble utført punktvis, og i all hovedsak på steiner eller liknende objekter. Alle målingene resulterte i en korrelasjonskoeffisient, og godt korresponderende punkter i hvert av bildene lå fra rundt 0,6 eller høyere. Det viste seg imidlertid at ortofotoet fra 1988 hadde så dårlig teksturkarakteristikk at det vanskelig lot seg gjøre å få tilstrekkelig korrelasjon mellom punkter valgt, og de CIAS fant. Dette førte til at punkter som kunne innmåles stort sett var knauser, store steiner/blokker eller liknende utenfor områdene som var av interesse sett i forhold til bevegelse.



Figur 4.4-2 illustrerer påvirkningen størrelsen til referanseblokka har for overflaten (Φ) sin korrelasjonskoeffisient. Det totale maksimum for (Φ) indikerer den mest sannsynlige terreng forflytningen. Etter som liten blokkstørrelse (10 x 10 piksler) ofte fører til et lite klart maksimum, og store blokker (30 x 30 piksler) fører til at søket kan gi større sannsynlighet for feil valg av korresponderende punkt. Hentet fra Käab & Vollmer (2000).

CIAS tillater å utføre målinger med og uten en Helmert eller vinkeltro, også kalt konform transformasjon. Man benytter en Helmert-transformasjon når man har samme målestokk eller målestokksendring i alle retninger i motsetning til tidligere nevnte affin transformasjon hvor man aksepterer en forskjellig målestokk i ulike retninger. Transformasjonen er todimensjonal og gir 4 parameter; 1 for skala, 1 for rotasjon og 2 for translasjon. Hensikten er altså å prøve å fjerne forskyvingen mellom de to ortofotoene, og gi dem et felles koordinatsystem. I alt 36 punkter jevnt fordelt i ortofotoene ble benyttet. Punktene var blant annet de innsamlet under feltarbeidet sammen med andre punkt og strukturer som fremstod som fast fjell eller permanente i begge bildene. Målingene ble utført både med og uten Helmert-transformasjon for senere sammenlikning. Enkelte steder måtte korrelasjonskravet for punktene senkes, og da spesielt på midterste og sørligste delen av det øvre topplataet. I dette tilfellet framgikk det klart i bildene hvilke steiner eller objekter som var de samme/korresponderende.

4.5 Analyse og etterarbeid

Som verktøy for å analysere data, og som et generelt hjelpemiddel for arbeidet underveis ble ArcGIS ved ArcMap 9.2 fra ESRI og Geomatica 10 fra PCI Geomatics benyttet. For å evaluere den visuelle kvalitet, og for å få en oversikt over hvor man kunne forvente en bevegelse som var minst mulig påvirket av at høydegrunnet for de to ortofotoene var forskjellig, ble "image flickering" eller bildeflimring teknikken benyttet. Dette er en enkel og effektiv måte å få et raskt og godt overblikk over forskjeller i bilder på.

Etterarbeidet med resultatene fra målingene i CIAS ble kalkulert i Microsoft Office Excel 2003 og MatLab 8. For visualisering og modellering ble de importert til ArcMap 9.2.

5. Resultat og diskusjon

I dette kapitlet søkes det å gi svar på spørsmålene stilt innledningsvis i kapittel 1.1 ”Oppgavens tema og problemstilling”. Som en del av dette blir resultater og valg gjort som følge av selvpålagte eller påtvungne begrensninger i metoden presentert og diskutert mer inngående. Først presenteres det fotogrammetriske arbeidet som videre resulterer i en evaluering av vektormålingene gjort ved krysskorrelasjonsmatching. Deretter omtales forhold som påvirker de geomorfologiske prosessene i feltområdet.

5.1 Det fotogrammetriske arbeidet

5.1.1 Datagrunnlaget

For å kunne gjennomføre målinger i flybildene ble det stilt krav som beskrevet i kapitlene 3.1.1 og 4.1.1. Selv om det var ønskelig å ha en så stor temporal baselinje som mulig måtte dette vurderes opp mot oppnåelig nøyaktighet. De bildesettene som tilslutt ble benyttet i orienteringen var av god nok kvalitet for å gjennomføre en tilstrekkelig orientering. Teksturkarakteristikken i enkelte områder for bildesettet fra 1988 var ikke fullgodt. Dette skyldes mest sannsynlig skanningen, da papirbildene så ut til å være av bedre kvalitet enn de digitale bildene. I ”headerfilene” står at skanningen er gjennomført med 2000 dpi, men det er mulig å stille seg spørsmålsteget ved denne kvaliteten. Selv om bildekvaliteten i studieområdet, og etter hvert i det området krysskorrelasjonsmatchingen ble gjennomført var av det bedre, var nok bakkeoppløsningen for grov, slik at det ble vanskelig å gjennomføre matchingen med tilstrekkelig korrelasjon og målepunkttetthet. Kvaliteten på bildesettet fra 1977 var bedre og tilstrekkelig for krysskorrelasjonsmatchingen. Dette kan selvfølgelig også være et resultat av målestokkforskjellene i bildene (se tabell 4.1-1).

Ortofotomosaikken fra 2002 var det bildesettet med best radiometrisk kvalitet. I tillegg til å være et fargebilde var teksturkarakteristikken i bildene generelt bedre.

Men ettersom det forelå lite informasjon om orienteringen var det vanskelig å si noe om den absolutte nøyaktigheten til dette settet.

Alle passpunktene var ikke like enkle å finne i de digitale bildene, selv om de var godt beskrevet med både skisse og avmerkning i papirbildene. Dette fordi kontrast og tekstur i noen av punktene var dårlig sammen med at oppløsningen ikke var tilstrekkelig. Av de 13 passpunktene ble 12 benyttet hvorav 2 passpunkt (V_PP3 og V_PP1) (se figur 4.2-1) kun ble benytte som høydepunkt. Begge disse punktene ligger på topplataet. Punkt V_PP3 var vanskelig å finne, mens punkt V_PP1 var plassert langt ute i bildekanten med dårlig overlapp.

5.1.2 Orienteringen

Nøyaktighet

Et forbehold ved orienteringsarbeidet var at de innmålte passpunktene ikke var knyttet til et overordnet nett eller høydegrunnlag (jfr. kapittel 4.1.2). Det gir dermed ingen mulighet til å vurdere den absolutte nøyaktigheten, og vurderingen må baseres på den relative nøyaktigheten.

Resultat

Siste resultatet fra orienteringen av bildene foreligger ikke på grunn av tap av data (jfr. kapittel 1.4). Men det foreligger en noe mangelfull eldre rapport fra absoluttorienteringen for det samlede prosjektet (se Appendiks Vedlegg D). Her er 12 passpunkt og 357 bildepunkt benyttet og viser en sigmaverdi på 8,5 μm . Tar man utgangspunkt i denne verdien, og ser den i forhold til bildenes målestokk vil dette gi en gjennomsnittlig feil i orienteringsparametrene på mellom 25 cm - 30,5 cm. I Andersen & Johansen (1998) sies det at det ved en automatisert orientering i en DFA er mulig å oppnå nøyaktighet på mellom 0,15 – 0,5 piksel. De skannede flybildene benyttet i dette prosjektet har en oppgitt bildeoppløsning på 12,7 μm . og orientering kan derfor sies å være vellykket.

5.1.3 DTM

Valg av overlapp i stereomodell vil påvirke terrenggjengivelsen i en DTM. Normalt vil 60 % overlapp gi en sterkere projisert forskyvning i ortofotoet enn ved 80 % overlapp (jfr. kapittel 3.2.3). Men for bratt og kupert terreng vil man med 60 % overlapp få en bedre geometri enn ved 80 % overlapp, og dermed kunne gi en bedre høydebestemmelse (Kääb & Vollmer, 2000). Ettersom terrenget i området har en høydeforskjell på ca 900 meter, kan det karakteriseres som et bratt og kupert terreng. På grunnlag av dette samt at dekningen av feltområdet var god, ble stereomodellen med 60 % overlapp valgt.

Områder med dårlig kontrast, skygge og snø (jfr. kapittel 4.1) vanskeliggjør matching. Slike terrengflater vil enten bli interpolert ut fra omkringliggende områder som har blitt matchet, eller være et resultat av feilmatching. Feilmatching kan ofte føre til unaturlige topper eller søkk i modellen. Det var derfor viktig å foreta en visuell kontroll av genererte modeller i områder hvor terrengtypen var problematisk å matche.

De største avvikene ved generering kom riktignok utenfor det området som var tenkt for målearbeid og langs modellens ytterkant. Det ville vært mulig å manuelt editere eller benytte bruddlinjer og polygon for å maskere ut områder hvor det var brattkanter, dårlig kontrast, snø og skygge. Dette ble imidlertid ikke gjennomført siden noe av målet med arbeidet var å evaluere bruk av eldre flybilder i en mest mulig automatisert prosess.

Nøyaktighet

Den relative nøyaktigheten baseres kun på visuell vurdering og sammenligning av genererte modeller med forskjellige parametersett (jfr. kapittel 4.3.3). Som Nilsen (1997) skriver, vil høydene som bestemmes i gridpunkt i et rutenett eller punkt i et trekantnett ha en viss unøyaktighet avhengig av blant annet målemetodene, bildemålestokk og passpunktgrunnlag. Punkt som ligger mellom gridpunktene får interpolert én høydeverdi basert på omkringliggende punkt (jfr. kapittel 4.3.2).

Standardavviket for slike punkt vil være dårligere enn nøyaktigheten til gridpunktene, og avhenger av avstanden til nabopunktene og terrengets ruhet (Nilsen, 1997). Ser man på forventet punktnøyaktighet ved bildematching i norsk terreng (jfr. kapittel 3.2.3 avsnitt "Feil i DTM'en"), så kan man for tilsvarende terreng som benyttet i denne oppgavens modell (fjellterreng eller bratt terreng) kunne forvente en nøyaktighet på 0,5-0,9 ‰ av flyhøyden. Dette støttes for øvrig av Nilsen (1997) hvor det for bilder skannet med en bildeoppløsning på 12,5 µm ble generert en høydemodell i bratt terreng i et grid på 1 x 1 m. Modellen ble sammenlignet med en fasit, og funnet til å ha en nøyaktighet på 0,7 ‰ av flyhøyden, eller ca 54 cm (flyhøyde 770 m.o.t). Om dette resultatet lar seg overføre direkte er noe tvilsomt siden både gridstørrelsen og flyhøyden var betydelig mindre. Tar man dette som et utgangspunkt for forventet nøyaktighet, vil det si at det for DTM'ene basert på bildene fra 1977 og 1988 vil være mulig å oppnå en nøyaktighet på henholdsvis 3,25 m og 3,94 m. Dette er vel å merke basert på høyden fra den ytre orienteringen (se tabell 4.1-1), og ikke terrenghøyden.

Resultat

Differensiering av DTM'ene ble ikke gjennomført ettersom DTM'en fremstilt på grunnlag av stereomodellene fra 1977 delte feltområdet i to. I et forsøk på å lage en mosaikk ble sømlinjene mellom de to modellene ikke spesielt vellykket. Mosaikken av de to modellene for 1977 ble derfor vurdert til ikke å være tilstrekkelig nøyaktig for en differensiering.

Den statistiske vurderingen av DTM'ene er basert på resultat hentet fra Surfer 8 (jfr. kapittel 4.3.3). De gridoperasjonene som ble gjennomført var ment som en kontroll for å komme fram til det beste resultatet i kombinasjon med den visuelle kontrollen i ISSD. Tabell 5.1.1 viser statistikken fra de 4 testene som forelå, dog ble ingen av disse benyttet ved generering av ortofoto (jfr. kapittel 1.4). Det er verdt å merke seg verdiene for maksimum og minimum høyde som ut fra kartstudier ligger på henholdsvis 882 og 5-10 moh. Avviket i maksimum høyde ligger fra 9 m til 91 m og

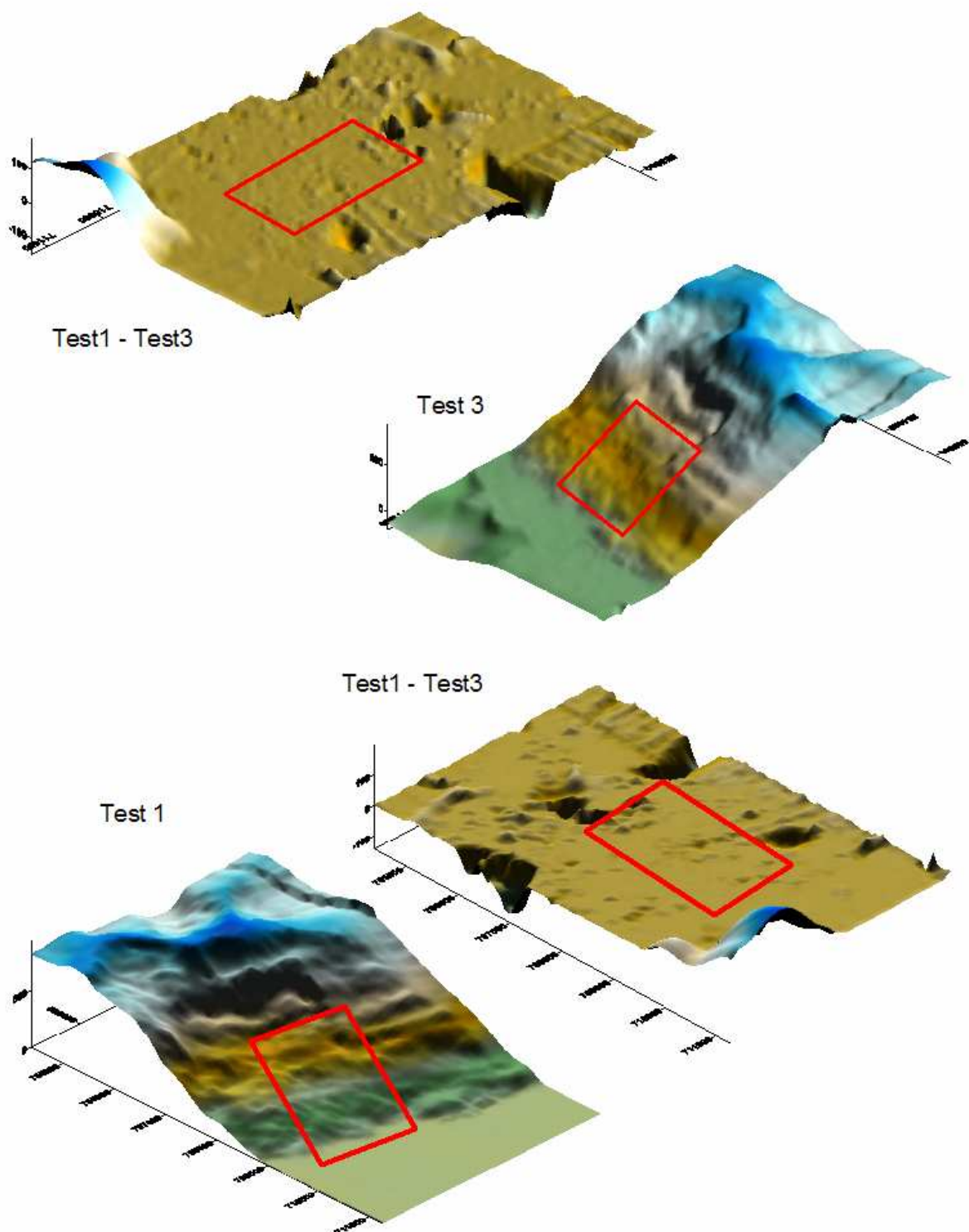
ca 10 til 200 m for minimum. For minimumsverdiene er det et betraktelig større avvik for modellen i Test 3 enn for modellen i Test1.

Tabell 5.1-1 viser de statistiske resultatene fra punktfilene generert ved 4 forskjellige parametersett og gridoppløsning fra stereomodellen K9150 - K9152. Test 1 & 2 er generert uten "adaptive grid" mens Test 3 og 4 er generert med "adaptiv grid" med et intervall på 2.

Statistiske variabler	Test1 (10 x 10)	Test2 (5 x 5)	Test3 (10 x 10)	Test4 (5 x 5)
Minimum	-4,02	-97,76	-191,69	-129,98
25 % (kvartil)	13,90	14,96	14,61	14,32
Median	301,75	301,76	302,16	301,87
75 % (kvartil)	702,08	703,53	703,46	702,57
Maksimum	935,68	973,83	969,40	891,65
Standardavvik	318,72	321,70	357,52	321,58
Gjennomsnitt	361,14	358,99	325,68	357,86

Ved å se på terrengmodellen Test 1 og Test 3 med tilhørende subtraksjonsmodell i figur 5.1-1, kan man med kjennskap til kontrasten i det nevnte området i bildene relatere resultatet til dette. Ut fra parameterinnstillingen, som for Test 1 og Test 2 ble kjørt uten "adaptive grid" (jfr. kapittel 4.3.2), og Test 3 og Test 4 som ble kjørt med "adaptive grid", kan man si at kontrasten fører til en feilmatching som eskalerer ut mot kanten av modellen. Den blir som det kommer fram av tabell 5.1-1 noe mindre ved bedre gridoppløsning for Test 4, mens det motsatte skjer ved Test 2.

Valget av høydemodell falt på Test 4, basert på nevnte parametre (jfr. kapittel 4.3.3). Dette fordi høydeverdiene her stemmer best mot kartet. Det aktuelle området hvor matchingen ble negativ ble masket ut når bilderektangelet ved genereringen av ortofoto ble satt, og fikk således ikke noen betydning for kvaliteten på sluttproduktet. Resten av modellen viste noe avvik i de bratteste områdene, noe som mest sannsynlig skyldes dårlig overlapp i stereomodellen og andre effekter (jfr. 5.1.1). Det ble forøvrig ikke foretatt krysskorrelasjonsmatching i disse områdene.



Figur 5.1-1 viser overflatemodell generert fra punktfilene fra Test 1 og Test 3 for stereomodellen K9150 - K9152 med tilhørende subtraksjonsmodell. Det røde rektangelet er en cirka markering av området målingene i CIAS ble gjennomført.

5.1.4 Ortofoto

Det ble generert ortofoto for de bildene i begge settene som hadde dekning innenfor DTM'en. Ettersom F774 og K9151 hadde best dekning og geometrisk forutsetning ble disse brukt i det videre målearbeidet.

Nøyaktighet

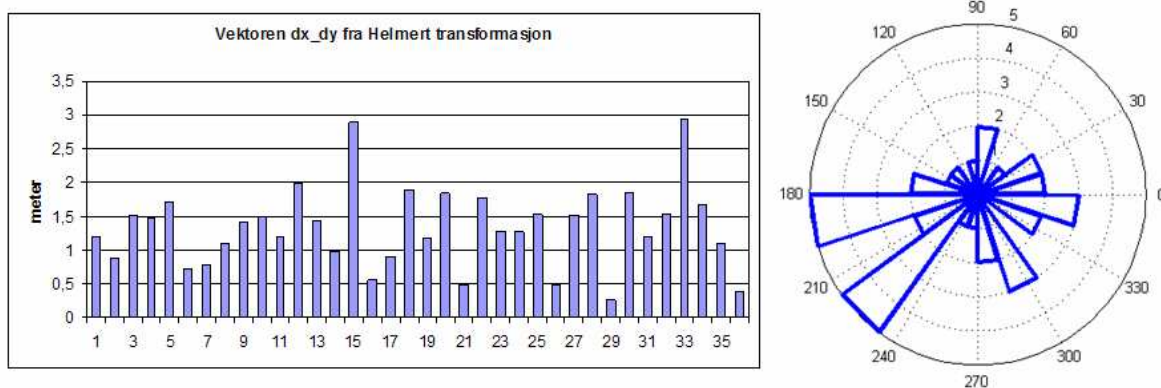
De faktorene som i størst grad påvirker nøyaktigheten i ortofoto er den ytre orienteringen, samt nøyaktigheten til terrengmodellen. Som en grunnleggende karakteristikk i ortofoto vil vertikale feil i DTM'en transformeres over som horisontale avvik i piksellokasjon. Denne effekten (jfr. kapittel 3.2.3) er økende ut mot bildekantene, og for vidvinkel kamera som ble benyttet ved fotograferingen av bildesettene i denne oppgaven (kamerakonstant $\sim 151,77$ mm), vil forholdet fra høydefeil til korresponderende horisontalt avvik varierer fra 1:0 i sentrum av bildene, til 1:1 i bildenes ytterkant (Kääb & Vollmer, 2000).

Resultatet

Den relative kvaliteten på ortofotoene ble vurdert ut ifra en koordinatsammenligning i forhold til passpunkt, og like detaljpunkt i ortofotoet fra 2002. Ettersom CIAS kan utføre krysskorrelasjonsmatchingen med helmert-transformasjon (jfr. kapittel 4.4) kan resultatene benyttes for å vurdere kvaliteten til ortofotoene. Punktmålingen ble gjort på grunnlag av 36 punkt, innsamlet under feltarbeidet (jfr. kapittel 4.2 & 4.4). Fra målingene får man foruten transformasjonsparameteren også vektorer mellom de innmålte punktene. I tabell 5.1-2 kan man se resultatet fra transformasjonen mellom ortofoto, F774 fra 1977 og 2002. Ser man videre på figur 5.1-2 viser den vektorlengden på de 36 punktene som ble benyttet i transformasjonen. Retningen til vektorene fordeler seg jevnt med noe overvekt mellom 180° og 240° . Den gjennomsnittlige vektoren er på rundt 1,3 meter, og standardavviket er på 0,6 meter. Ortofotoene ble generert med en oppløsning på 0,5 meter. Dette viser at man kan forvente en nøyaktighet på rundt 3 piksel.

Tabell 5.1-2 viser transformasjonsparametrene fra Helmert-transformasjonene hvor ortofoto F774 fra 1977 var bilde 1 (master), og ortofoto fra 2002 var bilde 2 (slave).

Helmert-transformasjon	
Målestokk/Skala	0,999609
Rotasjon (gon)	0,006244
Forskyvning (X)	-0,064236
Forskyvning (Y)	0,789931



Figur 5.1-2 viser hastighetsvektorenes lengde og retning for de 36 kontrollpunktene benyttet under målingene for Helmert-transformasjonen i CIAS. Målingene er gjort mellom ortofoto F774 fra 1977 og ortofotoet fra 2002.

5.2 Krysskorrelasjonsmatching

Utvelgelsen av måleområdet for krysskorrelasjonsmatchingen ble gjort ved bildeflimring (jfr. kapittel 4.5). I tillegg til at teksturgjengivelsen var tilstrekkelig gikk det klart fram at det var en forskyvning av overflatestrukturene mellom bildene. Området passet også ut fra vurderingene gjort i evalueringen av høydemodellene, samt at formene i området ga et visuelt inntrykk av å være i bevegelse (se figur 1.2-1). Det viste seg etter hvert at kvaliteten i K9151 fra 1988 ikke var tilstrekkelig (jfr. kapittel 5.1.1), og ble derfor forkastet som følge av problemer med å oppnå

tilstrekkelig korrelasjon og punkttetthet. Kvaliteten i ortofoto F774 var derimot tilstrekkelig for å gjennomføre matchingen mot ortofotoet fra 2002.

Nøyaktighet

I Kääb (2002) sies det at forventet nøyaktighet ved måling med CIAS vil ligge i størrelsesorden ett piksel. Hvis den målte bevegelsen skal være statistisk signifikant må den være større enn 3 piksel (3σ), eller en hastighetsvektor på 1,5 meter i dette tilfellet. Terskelen for korrelasjonskoeffisienten så etter hvert ut til å være tilstrekkelig fra 0,6 eller bedre (jfr. kapittel 4.4).

De første målingene ble utført med en Helmert-transformasjon (jfr. kapittel 4.4 & 5.1.4). Punktene som inngikk i transformasjonen ble valgt, slik at hele studieområdet ble representerte så godt som mulig ut fra punktgrunnlaget. Korrelasjonen mellom de valgte punktene oppe på toppлатаet, ble som nevnt i kapittel 4.4, generelt dårligere til sammenlikning med punkt ellers i sentrale deler av bildet. For at matchingen skulle lykkes måtte det gjøres gjentatte forsøk selv om punktene lå forholdsvis nærme hverandre. Ofte resulterte det i bedre korrelasjon på punkt som var opplagt feil. De strukturene/steinene som matchingen tilslutt ble utført på var forholdsvis karakteristiske, og selv om korrelasjonen var lav, framgikk det ganske klart av bildene at de strukturene som ble valgt var de riktige.

Ser man på plasseringen av eksponeringspunktene (ytte orientering) for bilde K9150 og F774 (henholdsvis 1988 og 1977) i figur 4.2-1, og samtidig tar i betraktning at flyhøyden i 1988 var ca 1000 meter høyere, kan man ut ifra en geometrisk betraktning si at forplantingen av vertikale feil i genereringen av ortofoto F774 basert på høydemodellen av bilde K9150 og K9152 vil være av en viss størrelse. Det ville muligens la seg gjøre å oppnå en større korrelasjon om søkevinduet for referanseblokk i testområdet (se figur 4.4-2) ble justert noe opp. Men ser man på overflatematerialet i dette området er det dominert av strukturmark med store og små steiner. Ved å sammenlikne solinnstrålingen og skyggene i de to bildene (F774 og 2002), vil man se at de er tatt på forskjellige tidspunkt på dagen. Dette kan bidra til at den avbildede teksturkarakteristikken er så forskjellig at tilstrekkelig korrelasjonen

ikke er mulig å oppnå. Det samme ble også erfart ved større strukturer i sentrale områder av bildet. Det skal avslutningsvis også nevnes at det omtalte topplatået ikke var det enkleste å etablere gode sammenbindingspunkt i under den relative orienteringen av bildene. Og videre endte det opp med at kun ett av to passpunkt (V_PP3, se figur 4.2-1) ble benyttet i absolutt orienteringen, som i tillegg kun ble et høydepunkt. Dog hadde dette nok mest med oppløsning å gjøre.

Resultat

Flere av punktene ble målt på tilsynelatende stabile punkt, og ikke alle er derfor ment som hastighetsvektorer, men vil fungere som kontrollpunkt. Av de 335 målte punktene med helmert-transformasjon var den gjennomsnittlige korrelasjonskoeffisienten $\sim 0,73$, hvor 11 punkt hadde lavere korrelasjon enn 0,6 og 19 punkt lavere enn 0,65. For de 453 målte punktene uten transformasjon var den gjennomsnittlige korrelasjonskoeffisienten $\sim 0,74$, hvor 9 punkt hadde lavere korrelasjon enn 0,6 og 17 punkt hadde lavere enn 0,65 (se tabell 5.2-1).

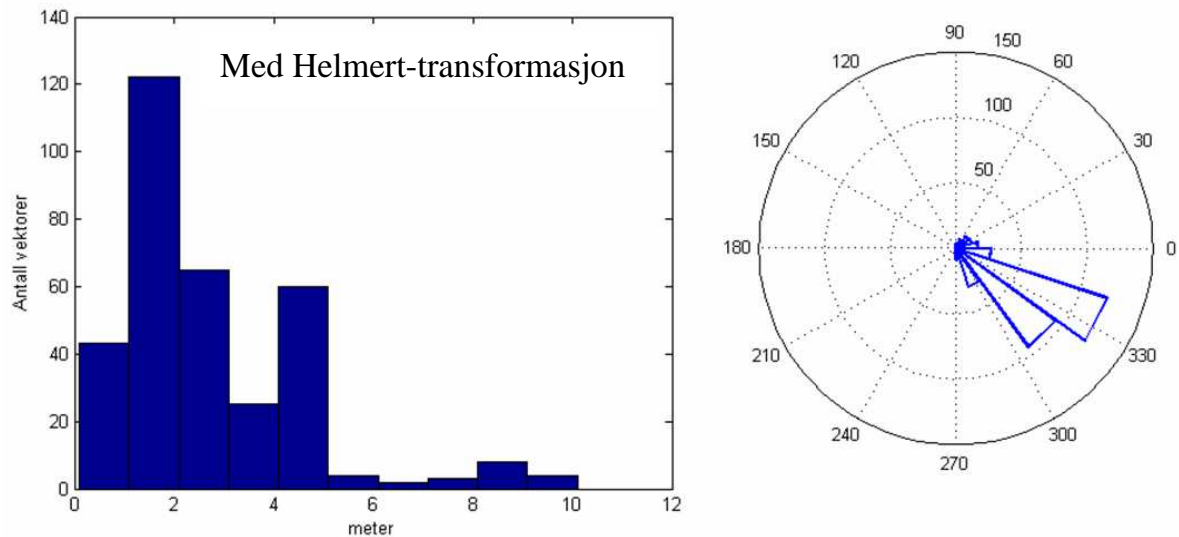
Tabell 5.2-1 viser de statistiske verdiene fra krysskorrelasjonsmålingene gjort med og uten Helmert-transformasjon.

Statistiske variabler	m/Helmert	u/Helmert
Ant pkt	335	453
Korrelasjon < 0,60	11	9
Korrelasjon < 0,65	19	17
Gj.snitt korrelasjon	0,7285	0,7359
Min vektorlengde	0,0978 m	0,0884 m
Maks vektorlengde	10,0984 m	14,6129 m
25 % (kvartil)	1,5967 m	1,2566 m
75 % (kvartil)	3,9967 m	3,0198 m
Gj.snitt vektorlengde	2,7675 m	2,3833 m
STD vektorlengde	1,8489 m	1,9723 m

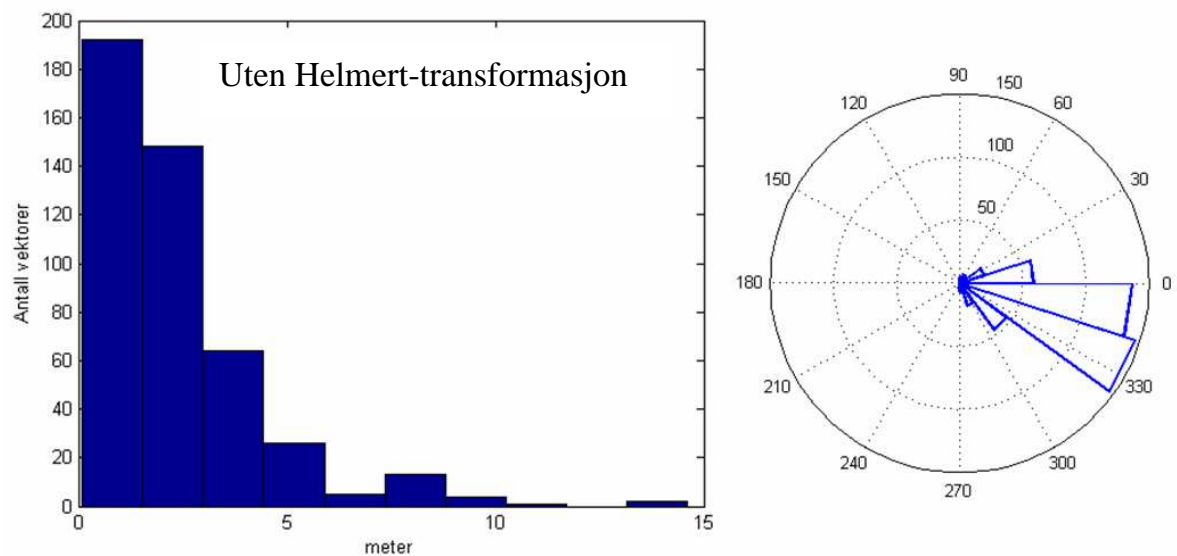
Figur 5.2-1 og 5.2-2 viser histogramfordelingen med retningsplott for hastighetsvektorene for målingene gjort med og uten transformasjon. Det er et større antall verdier med mindre bevegelse i målingene uten transformasjon dette skyldes en

større punktspredning i områder med mindre bevegelse. Figur 5.2-3 og 5.2-4 viser de retningsbestemte vektorene, henholdsvis med og uten Helmert-transformasjon drapert over ortofotoet fra 2002. Fra resultatet kan man se at bevegelsen følger terrenget godt. Bevegelsen er størst lengst nord i bildet. Det virker til å gå en klar grense langs den nordlige moreneryggen. Fra nesten ingen bevegelse på moreneryggens nordside, er det på sørsiden representert med størst bevegelse. Bevegelsen virker til å avta gradvis sørover. Lengst nede i feltet hvor målingene viser de største hastighetsvektorene er deformasjonen i overflaten så stor at det var vanskelig å finne korrelerende punkt. Den gjennomsnittlige bevegelsen pr år for henholdsvis med og uten transformasjon ligger på rundt 11 cm og 9,5 cm. Maksimumsverdien for de to datasettene vil da gi en hastighetsvektor på henholdsvis ca 40 cm og 58 cm pr år med og uten transformasjon. Disse er dog i et område hvor, som nevnt over, var stor deformasjon men korrelasjonskoeffisienten for de to var henholdsvis 0,84 og 0,77.

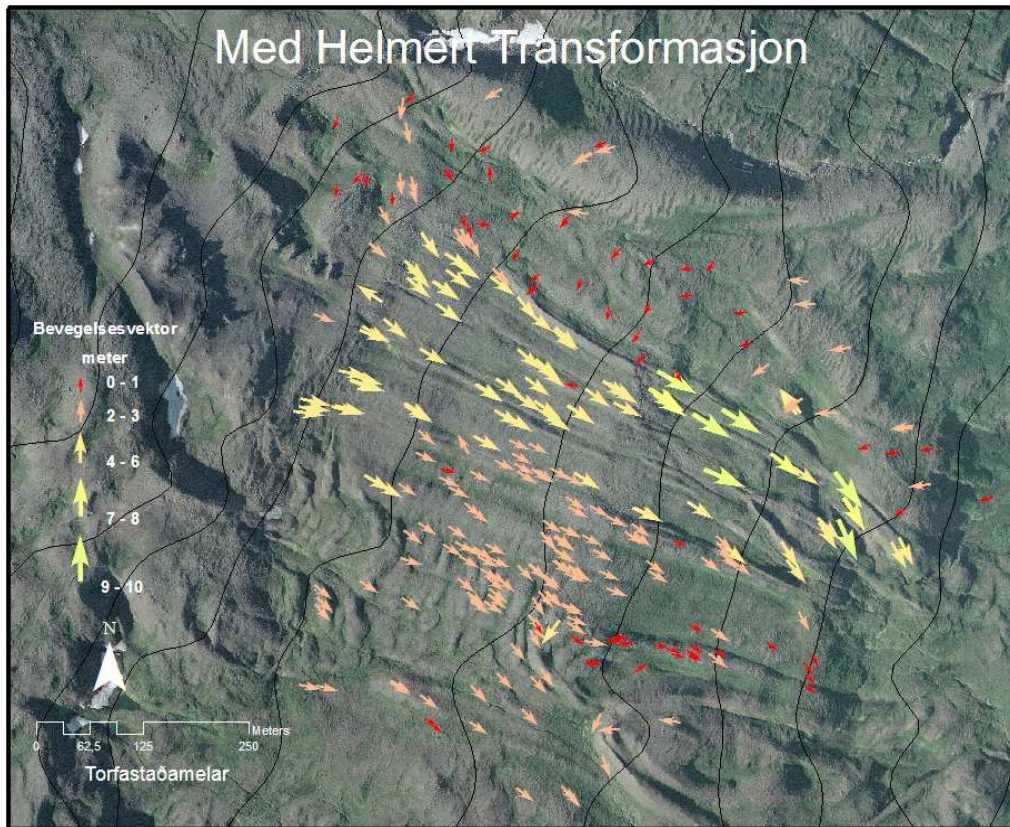
Hvis denne metoden skal videreføres og benyttes i større skala bør kvaliteten på bildene være av en slik karakter at bakkeoppløsningen i bildene står i forhold til tekstur og forventet bevegelse. For å få et troverdig resultat ved automatisk matching bør kravet til korrelasjonskoeffisienten settes noe høyere enn 0,6 som brukt i dette prosjektet. Selv om CIAS tillater å kjøre en automatisert matching (jfr. kapittel 4.4) viste resultatet at oppløsningen og teksturgjengivelsen i bildene ikke var tilstrekkelig. Det ble også gjennomført en delvis automatisert test hvor punkter fra en tidligere manuell måling ble lastet inn i programmet og kjørt. Dette viste et klart bedre resultat enn den automatiserte avgrenset ved polygon, men også her var det noen avvik. Slik programmet CIAS framstår i dag er det en meget godt verktøy for å gjøre krysskorrelasjonsmatching i mindre avgrensede områder tilsvarende det i denne oppgaven, men må videreutvikles hvis det skal benyttes i større skala.



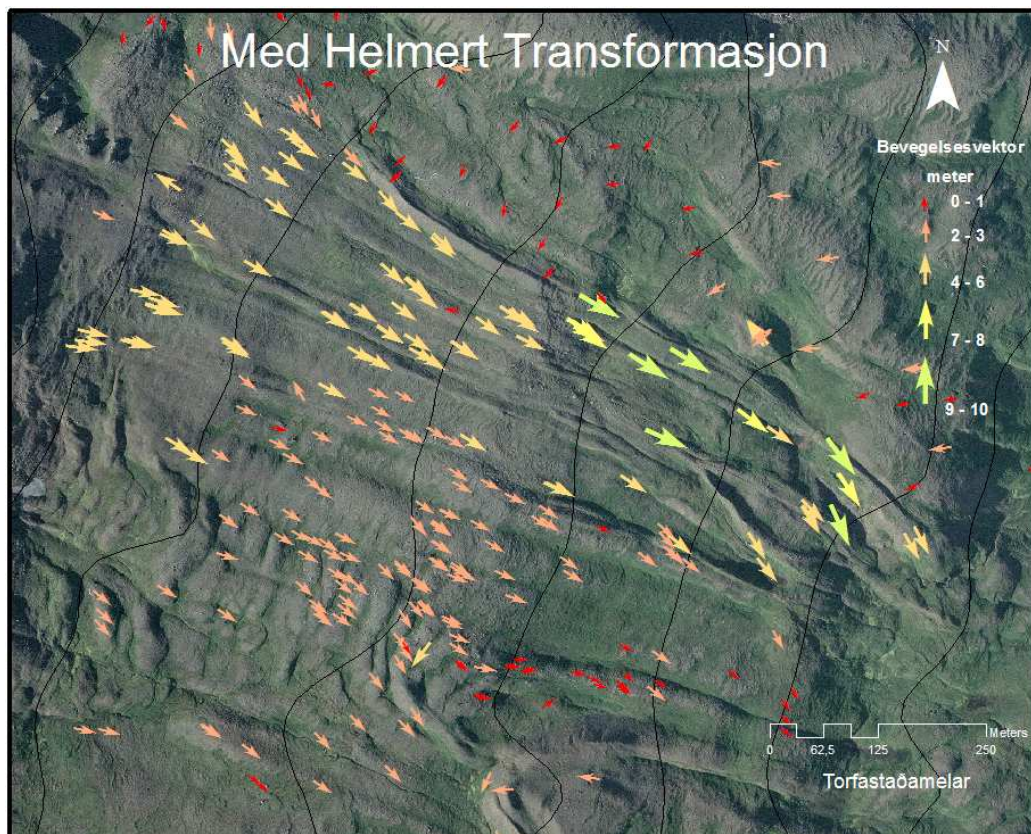
Figur 5.2-1: Histogrammet viser fordelingen av vektorene innenfor et hastighetsintervall på 25 år. Rosediagrammet viser fordelingen av vektorene i retning. Målingene er gjort med Helmert-transformasjon.

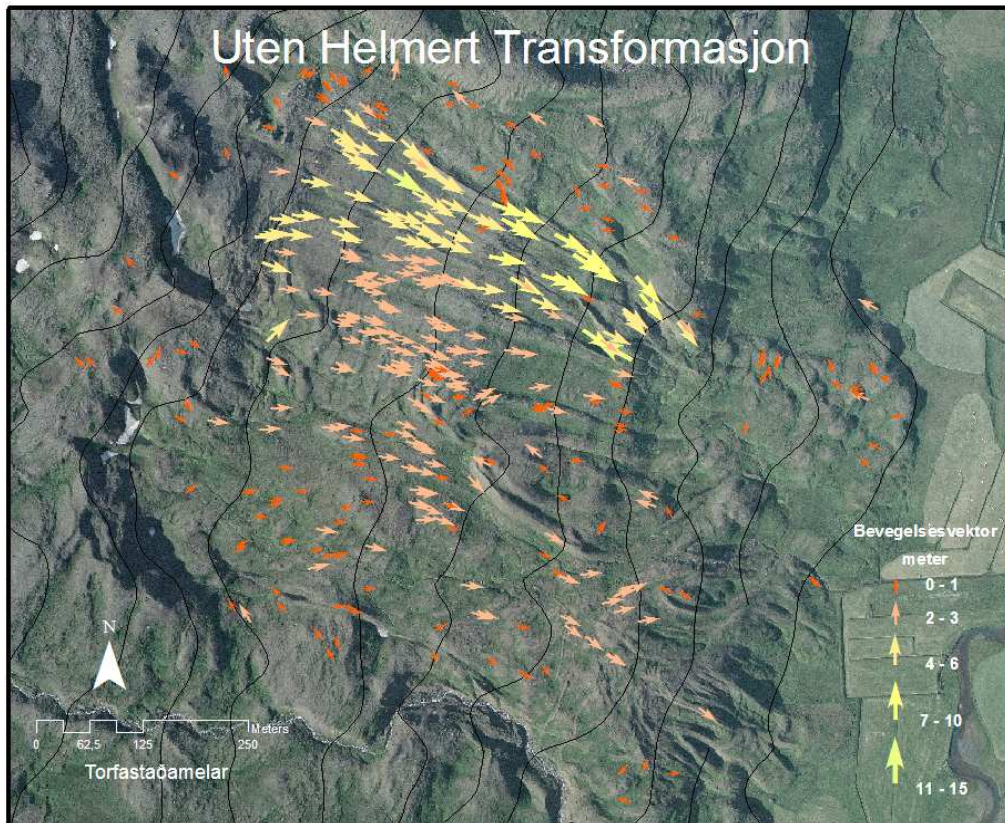


Figur 5.2-2: Histogrammet viser fordelingen av vektorene innenfor et hastighetsintervall på 25 år. Rosediagrammet viser fordelingen av vektorene i retning. Målingene er gjort uten Helmert transformasjon.

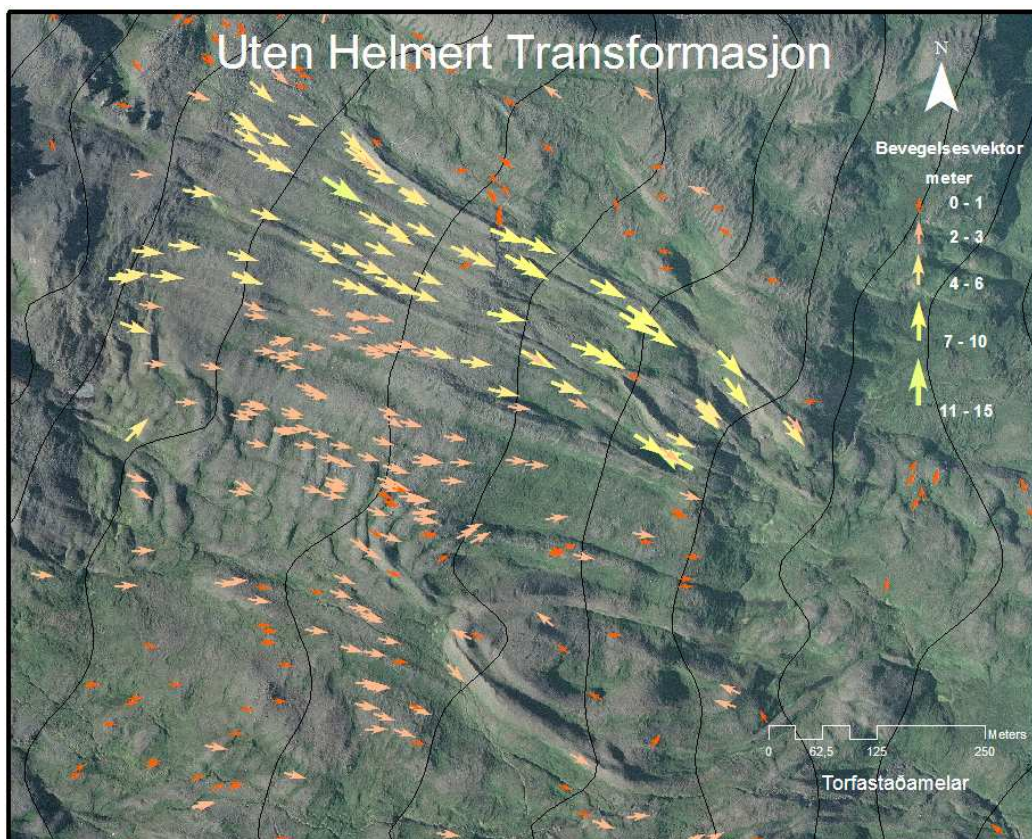


Figur 5.2-3 a (over) og b (under) viser de retningsbestemte hastighetsvektorene for krysskorrelasjonsmatching av ortofoto F774 og 2002, med Helmert-transformasjon.





Figur 5.2-4 a (over) og b (under) viser de retningsbestemte hastighetsvektorene for krysskorrelasjonsmatching av ortofoto F774 og 2002, uten Helmert-transformasjon.



5.3 Geomorfologien

Klima

Måledataene fra borehullet på Svartfell (Farbrot, 2007) viser som nevnt tidligere ingen tilstedeværelse av permafrost i de 12 øverste meterne på Svartfell. De klimatiske dataene viser en trend mot et varmere klima, men lyver noe med tanke på å tilbakeføre trenden i figur 2.3-2. Perioden fra 1920-1960 var varmere og den forverring som oppstod fra 1965 kan relateres til sjøis (jfr. kapittel 2.3). Ser man på klimaet før 1920 viser dette, dog for målestasjonene på vestsiden av Island, en synkende trend mot midten av 1800-tallet (se figur 2.3-1). Tar man verdien i betraktning, og det forbehold om at målingene for Stykkishólmur tenderer til å gå i fase med resten av landet (jfr. kapittel 2.3), vil dette si at de klimatiske forholdene for permafrost (jfr. kapittel 3.5.2) lå til rette på topplatået i feltområdet i denne og tidligere perioder.

Farbrot (2007) konkluderer det med at sporadisk permafrost (jfr. kapittel 3.5.2) forekommer over 900 moh i sentrale og nordøstlige deler av Island hvor årsmiddeltemperaturen ligger mellom -1°C og 0°C , og bakken ligger blottet for vind. Tykkelsen på permafrosten er relativt tynn som følge av den geotermiske varme fluksen, og tilbakegangen som følge av klimatisk oppvarming er avhengig av is innholdet i bakken.

Bevegelse

Det er en klar tilstedeværelse av frostprosesser i feltområdet. Brattkanten fra platået og ned til neste terskel i skråningen viser dype spor av forvitring, og platået i sin helhet har utbredt strukturmark. Problemene med å finne korrelerende punkt oppe på platået kan tyde på at prosessene i overflaten er så aktiv at forandringene fra tiden mellom flybildene ble tatt har gjort det vanskelig å orientere. Her er det ikke nødvendigvis snakk om bevegelse, men heller en forandring som følge av sortering i overflaten. Det er også et resultat av for grov bildeoppløsning, eller at de problemene

som tidligere nevnt med sammenbindingspunktene i den relative orienteringen gjorde at kvaliteten i gjengivelsen ble dårlig.

Som det antydes av Price (1973) i kapittel 3.5.4 kan dominerende vindretningen ha en tørkende effekt. Den dominerende vindretningen på Øst og Nordøst Island er fra en østlig retning (øst, nordøst - sørøst), vestlig og nordvestlig vind er sjelden (Einarsson, 1984). Som presentert i tabell 2.3-1 er den gjennomsnittlige vindhastigheten og nedbøren (1966-1998) for målestasjonen Dratthalastaðir ca 3 m/s og 530 mm. Ut fra dette kan man si at det er forholdsvis tørt i feltområdet som ligger østvendt, og ute ved kysten. Men sammenligner man målingene fra Dratthalastaðir med data fra Vopnafjörður og Skaltingsstaðir, er det som nevnt i kapittel 2.3.1 et betydelig avvik. Dette kan tyde på at den orografiske effekten er sterk i dette området som igjen kan antyde at lokale forhold oppe på topplataet avviker noe fra forholdene de metrologiske data fra Dratthalastaðir beskriver.

I det området hvor krysskorrelasjonsmatchingen ble gjennomført kan man se terrengformer som likner flutes eller store steinstriper strekke seg i helningsretningen (se figur 5.3-1 c). Sistnevnte er en kjent form fra områder med aktive frostprosesser, og ble for så vidt også observert oppe på plataet. I de større morenerygg liknende formene som følger helningsretningen samt haugene som ligger som opp/ned "U'er" ble ingen bevegelse målt. Her viste målingen i CIAS noen hastighetsvektorer som gikk mot helningensretningen, og er sannsynligvis et resultat av lokale forskjeller i høydemodellene (jfr. kapittel 3.2.3 avsnitt "Oppstikkende detaljer"). Det ble gravd profiler i disse formene (se figur 5.3-1 a), sammensetningen i de øverste 40-50 cm viste seg å være usortert forvittringsmateriale. De kan ut ifra formene antes å være resultat av glasiasjon fra en tidligere tid.

Området målingene ble gjennomført i viser en gjennomsnittlig bevegelse på rundt 10 cm i året. Sammenligner man dette med resultatene i tabell 3.5-1 viser kun den ene målingen fra Svalbard (5 - 12 cm) tilsvarende bevegelse. I Wangenstein (2006) ble gjennomsnittlig bevegelse pr år målt til 19 cm og et maksimum på 84 cm for fjellsiden i Almenningsnöf på nordspissen av Tröllaskagi halvøya på Nord Island.

Det er knyttet stor usikkerhet til grunnen til bevegelsen i Almenningsnöf.

Sædmundsson (2004) (i Wangensteen, 2006) omtaler landformen som et resultat av gjentagende ras og isostatisk tilbaketrekning etter siste glasiasjon. En annen teori kommer fra Guðmundsson (2000) (i Wangensteen) som sier at landformen i Almenningsnöf er et resultat av lokal glasiasjon, og permafrost under og etter siste istid, og at det i tillegg til dette fortsatt kan det være forekomster av is i massene som påvirker bevegelsen.

Ettersom måleområdet ligger mellom 100 og 300 moh er det lite som tyder på at permafrost er tilstedeværende (jfr. topplatået). Det er derfor mer naturlig å tro at vann sammen med frostprosesser er den overordnede årsak til bevegelsen. Som nevnt i innledningen hadde grunneieren en rørledning som forsynte et mindre vannkraftverk eller vannforsyningsanlegg (se figur 5.3-1 b). Med noen års mellomrom måtte element fra rørledningen graves ned på nytt eller fjernes som følge av skråningsprosessene som presset det opp fra bakken, noe som antyder aktive frostprosesser.

Et annet aspekt ved denne fjellsiden som ville vært interessant å se nærmere på er grunnvannsstrømmen. Det kan være mulig at den lokale geologien kanaliserer grunnvannet, ettersom det var et klart skille i målingene fra nord og sørsiden av moreneryggen. Som nevnt i kapittel 3.5.3 er en konveks bevegelsesprofil ofte assosiert med tosidig frysing. Ingen dybdeprofilmålinger for bevegelse er blitt gjort i denne oppgaven, men kan være av interesse ved fremtidig undersøkelser for å vurdere den totale massebevegelsen i hele sjiktet og for å bedre forstå årsaken til bevegelsen.



Figur 5.3-1: Bilde a(venstre) viser profilen som ble gravd i sørsiden av en av opp/ned "U" formene. Bilde b(opp høyre) er tatt fra vannkraftverket/vannforsyningsstasjonen og opp skråningen. Bilde c (ned høyre) er tatt ovenfra måleområdet hvor krysskorrelasjonsmatchingen ble gjort. Merk moreneryggen i venstre del av bildet og området utenfor som ikke viser liknende tegn til bevegelse.

6. Konklusjon

Målsetningen for denne oppgaven var å undersøke om det var bevegelse i deler av fjellsiden Torfastaðamelar på Hlíðarfjöll.

- Hastighetsvektorene målt i et utvalgt område av fjellsiden viser en gjennomsnittlig bevegelse på mellom 9,5 cm og 11 cm per år. Målingene er signifikant.
- God tilgang på vann og lav gjennomsnittlig årsmiddeltemperatur gjør at frostprosesser er de dominerende geomorfologiske prosessene som fører til bevegelse.

Krysskorrelasjonsmatching på ortofoto generert fra flybilder med varierende kvalitet og temporal oppløsning er mulig så lenge teksturgjengivelsen og bakkeoppløsningen samsvarer med forventet bevegelse.

- Nøyaktigheten som ble oppnådd ved orientering og automatisk generering av terrengmodell, ga ortofoto med tilstrekkelig nøyaktig til å utføre krysskorrelasjonsmatching med.
- Det ble ikke oppnådd tilstrekkelig nøyaktighet i alle terrengmodeller som følge av varierende kvalitet i bildematerialet. Differensiering med multitemporale terrengmodeller ble derfor ikke gjennomført.
- Hvis denne prosessen skal videreføres til et større utvalg bilder for gjennomføring av krysskorrelasjonsmatching for større områder bør bakkeoppløsningen og teksturgjengivelsen i bildene være så god at en automatisert matchingsprosess kan utføres. For at dette skal kunne gjennomføres med CIAS må programmet videreutvikles.

Kildeliste

- Ahnert, F., (1998): *Introduction to Geomorphology*. Arnold, London, 352 sider.
- Andersn, Ø., (1985): *Fotogrammetri grunnkurs*. Norges Landbrukshøgskole, Institutt for kartfag. Ås. 2 bind.
- Andersen, Ø., Blankenberg, L.E., Maalen-Johansen, I., (1994): *Nye bilde-tall-terreng : fotogrammetrisk punktbestemmelse (aerotriangulering og blokkutjevning) med analoge og analytiske metoder, og med bruk av GPS*. Norges Landbrukshøgskole. Ås. 230 sider.
- Andersen, Ø., Johansen, I.M., (1998): *En innføring i digital fotogrammetri til kartleggingsformål*. Norges Landbrukshøgskole, Institutt for kartfag. Ås. 75 sider.
- Ballantyne, C.K., Harris, C., (1994): *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press. Cambridge. s 299-323.
- Barstad, B., (1998): *Datafangst for terrengmodellering med Digital fotogrammetri*. Foredrag på Forum for fotogrammetri og fjernmåling 3. og 4. desember 1998. Fjellanger Widerøe AS.
- Barstad, B., (2002): *Høgdekartlegging med laserskanning frå fly*. Kartdagene 2002, Oslo. Norges Landbrukshøgskole, Institutt for kartfag. Ås. 12 sider.
- Benedict, J.B., (1970): *Downslope Movement in a Colorado Alpine Region: Rates, Processes, and Climatic Significance*. Arctic and Alpine Research, Vol. 2, No. 3 (Summer, 1970), s 165-226.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., (1998): *Glaciers and glaciation*. Arnold. London. 734 sider.
- Björnsson, H. (1978): *The surface area of glaciers in Iceland*. Jökull 28, 1-31.
- Blankenberg, L.E., (1999): *"Transformasjon" av ortofoto/rasterkart*. Presentasjon Kartdagene 1999. Rica Hotel, Ålesund 17-19. mars. Norkart AS.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F., (2004): *Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability*. Norwegian Journal of Geology, vol.84, 67-88.
- Brunsdén, D., (1979): *Mass Movements, Ch. 5 In: Process in geomorphology* ed. C. Embleton & J. Thornes. Arnold, London: 130-186.
- Campbell, J.B., (2002): *Introduction to Remote Sensing, 3rd Edition*. Taylor & Francis. London. 621 sider.
- Dauteuil, O., Bouffette, J., Tournat, F., Van Vliet-Lanoë, B., Embry, J.C. & Quété (2005): *Holocene vertical deformation outside the active rift zone og north Iceland*. Tectonophysics, vol 404, utg. 3-4, 1 aug 2005, 203-216.

- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. & Ibsen, M.L., (1996): *Landslide Recognition: indication, movement and causes* (no.5). England: International Association of Geomorphologists.
- Douglas, G. R., (1981): *The development of bonded discontinuities in basalt and their significance to freeface weathering*. Jökull 31. 1-9.
- Dueholm, K., Laurentzius, M., (2002): *GPS, 2. udgave*. Ingeniøren bøger. Danmark. 118 sider.
- Easterbrook D.J., (1999): *Surface Processes and landforms, 2nd Edition*. Prentice Hall, New Jersey. 546 sider.
- Egginton, P.A., French, H.M., (1985): *Solifluction and related processes, eastern Banks Island, N.W.T.* Canadian Journal of Earth and Science. s 1671-1678.
- Einarsson, M.Á., (1984): *Climate of Iceland*. In: Van Loon, H., editor. Climate of the oceans: Elsevier Science Publishers. s 673-698.
- Einarsson, M.Á., (1991): *Temperature conditions in Iceland 1901-1990*. Jökull 41, s 1-20.
- Farbrot, H., (2007): *Distribution, thermal regime and geomorphic significance of mountain permafrost in northern Europe – examples from Iceland, northern Norway and Svalbard*. Series of dissertations submitted to the Faculty of Mathematics and Natural Sciences. University of Oslo. Nr. 592. Oslo. Dissertation for the Degree of Dr. Scient.
- French, H.M., (1996): *The Periglacial Environment, 2nd Edition*. Addison Wesley Longman Limited. 340 sider.
- Geirsson, H., Árnadóttir, T., Völksen, C., Jiang, W., Sturkell, E., Villemin, T., Einarsson, P., Sigmundsson, F., Stefánsson, R., (2006): *Current plate movements across the Mid-Atlantic Ridge determined from 5 years of continuous GPS measurements in Iceland*. Journal of Geophysical Research, vol. 111, B09407. s 1-18.
- Guðmundson, A.T., Kjartansson, H. (1984): *Guide to the geology of Iceland*. Bókaútgáfan Örn og Örlygur hf., Síðumúli 11, 105 Reykjavík, Iceland.
- Guðmundsson, Á., (1996): *Eyjar í jökulhafi Smjörfjallgarður*. Héraðsnefnd Múlasýslna. Eigarstaðir. 64 sider.
- Intergraph (2006): *ImageStation Digital Mensuration (ISDM) user's guide*. Z/I Imaging Corporation, USA. 488 sider.
- Jónsson, O., (1976): *Berghlaup. Raektunar felag Norðurlands*. Akureyri, Island. 623 sider
- Kääb, A., Gudmundsson, G.H., Hoelzle, M., (1998): *Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtèl, swiss alps*. The 7th International Permafrost Conference, Yellowknife. Proceedings, pp 531-537.

-
- Kääb, A., Vollmer, M., (2000): *Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis*. Permafrost and Periglacial Processes 11: 315-326.
- Kääb, A., (2002): *Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using aerial imagery and ASTER data*. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 57: 1-2, s. 39-52.
- Kääb, A., (2005): *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Schriftenreihe Physische Geographie. 48, 266 sider.
- Kerr, E., (2005): *Undersøkelser av mulig utglidning på fjellplatået Børa i Romsdalen*. Candidata Scientiarum. Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. 161 sider.
- Lajord, S., (2005): *Måling av mulig ustabilt fjellparti på Børa, Møre og Romsdal, ved hjelp av fotogrammetri og GPS*. Candidata Scientiarum. Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. 132 sider.
- Lillesand, T.M., Keifer, R.W., (1999): *Remote sensing and image interpretation, 4th Edition*. John Wiley & Sons, Inc. 724 sider.
- Mikhail, E. M., Bethel, J.S., McGlone, J., (2001): *Introduction to Modern Photogrammetry*. New York, NY, John Wiley & Sons, Inc. 479 sider.
- NAVSTAR, (1996): *NAVSTAR GPS user equipment introduction*. Public release version. September 1996.
- Nilsen, B., (1997): *Nøyaktighet ved automatisk generering av digitale terrenghøyder*. Institutt for kartfag, NLH, Ås. Foredrag Fotogrammetridagene 6. og 7. november 1997.
- Rolstad, C., (1995): *Satellitt og flybilder til bestemmelse av bredynamikk*. Institutt for Naturgeografi. Universitet i Oslo. Hovedfagsoppgave.
- RTT 57, (1989): *Ordbok for kart og oppmåling*. Statens Kartverk.
- Schenk, T., (1999): *Digital Photogrammetry, volume 1*. TerreaScience, USA. 428 sider.
- Smith, M.W., Risenborough, D.W., (2002): *Climate and the Limits of Permafrost: A Zonal Analysis*. Permafrost and Periglacial Processes. 13. 1-15.
- Statens Kartverk, (2003): *Standard for Kart og geodata. Versjon 19.12.2003*. Statens Kartverk, Geodesidivisjonen, Hønefoss, 111 sider.
- Statens Kartverk, (2004): *Standard for Koordinatbasert referansesystem. Datum Koordinatsystem, Transformasjon, Konvertering og Avbildning. Versjon 2.0, mai 2004*. Statens Kartverk, Geodesidivisjonen, Hønefoss. 42 sider.
- Statens Kartverk, (2005): *Standard for Satellittbasert posisjonsbestemmelse. Versjon 2.0. 12.10.2005*. Statens Kartverk, Geodesidivisjonen, Hønefoss. 49 sider.
- Thorarinsson, S., (1954): *Seð fra Thjoðvegi*. Natturufraeðingnum 24: 7-15.

- Thordarson, T., Hoskuldsson, A., (2002): *Classic geology in Europe 3, Iceland*. Terra publishing. 2002.
- Thorn, C.E., (1992): *Periglacial Geomorphology: What, Where, When?* Periglacial Geomorphology: The Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series, No. 22. Edited by Dixon, J.C & Abrahams, A.D. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 1992. s 1-30.
- Trønnnes, R.G., (2007): *Geology and geodynamics of Iceland*. Nordic volcanological Institute, University of Iceland. Internett se [1a] 27/6-2007.
- Van Everdingen, R.O., (1998): *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. Calgary: International Permafrost Association. The University of Calgary.
- Vollmer, M., (1999): *Kriechender alpiner Permafrost: Digitale photogrammetrische Bewegungsmessung*. Diploma thesis. Departement of Geography, University of Zurich.
- Wang, Y., (1997): *Principles and applications of structural image matching*. ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing [0924-2716]. 1998. Vol: 55. Utg: 3. s.154.
- Wangensteen, B., (2006): *Remote sensing-based quantification and analysis of earth surface processes in periglacial and glacial environments – case studies from Iceland, Svalbard and southern Norway*. Series of dissertations submitted to the Faculty of Mathematics and Natural Sciences. University of Oslo. No. 512. Oslo. Dissertation for the Degree of Dr. Scient.
- Washburn, A.L., (1967): *Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig District, northeast Greenland*. Meddelelser om Grønland. 303 sider.
- Whalley, W. B., (1974): *The mechanics of high magnitude, low frequency rock failure and its importance in a mountainous area*. Geogr. Papers. Reading, 27. 48 sider.
- Whalley, W.B., (1983): *The magnitude and frequency of large rockslides in Iceland in the postglacial*. Geografiska Annaler, Vol. 65, No. 1-2. Departement of geography, Queen's University, Belfast, UK. s.99-110.
- Williams, P.J., Smith, M.W., (1989): *The Frozen Earth: Fundamentals of geocryptology*. Cambridge University press. Cambridge. 306 sider.
- Øvstedal, O., (1991): *Litt om Global Positioning System*. Kompendium fra NLH. Ås
- Øvstedal, O., (1999): *"Nøyaktig" posisjonsbestemmelse med GPS uten bruk av referansestasjon*. Kart og Plan 59. s. 210-216.

Internettreferanser

[1] University of Iceland (<http://www.hi.is>) (2007):

-
- [1a](<http://www.earthice.hi.is/Apps/WebObjects/HI.woa/1/swdocument/1006551/Introduction+to+Geology+and+geodynamics+of+Iceland+-+Reidar+Tršnnes.pdf>) 27/6-2007.
- [2] Figur Kontinentaldrift og riftsonen Island.
(http://en.wikipedia.org/wiki/Geography_of_Iceland) 27/6-2007.
- [3] Figur Geology of Iceland. Nordic Volcanological Institute, Iceland.
(<http://academic.emporia.edu/aberjame/tectonic/iceland/geology.htm>) 27/6-2007.
- [4] Islands Metrologiske Institutt. (<http://vedur.is>).
- [5] Figur Høydemodell Københavns Universitet, Institut for Geografi og Geologi.
<http://www.geogr.ku.dk/> (http://www.geogr.ku.dk/courses/1aar1-2/Gisk/Forelaesninger/rastergis_2.pdf) 31/7-2007
- [6] Landmælingar Íslands (<http://www.lmi.is>)
- [6a]- Cocodati Online Transformation Tool (<http://cocodati.lmi.is>) 26.7.2007

Appendiks

Vedlegg A

WILD
HEERBRUGG

CAMERA CALIBRATION

LENS : 15 UAG I NO.: 6056 CALIBRATION DATE: 77/07/08

FILTER ON CAMERA: ----
APERTURE F / 5.6

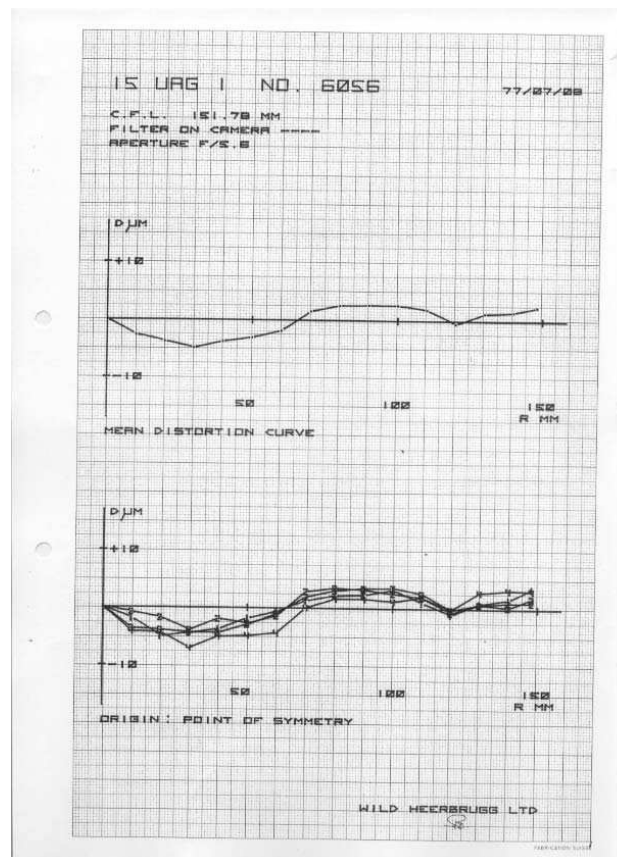
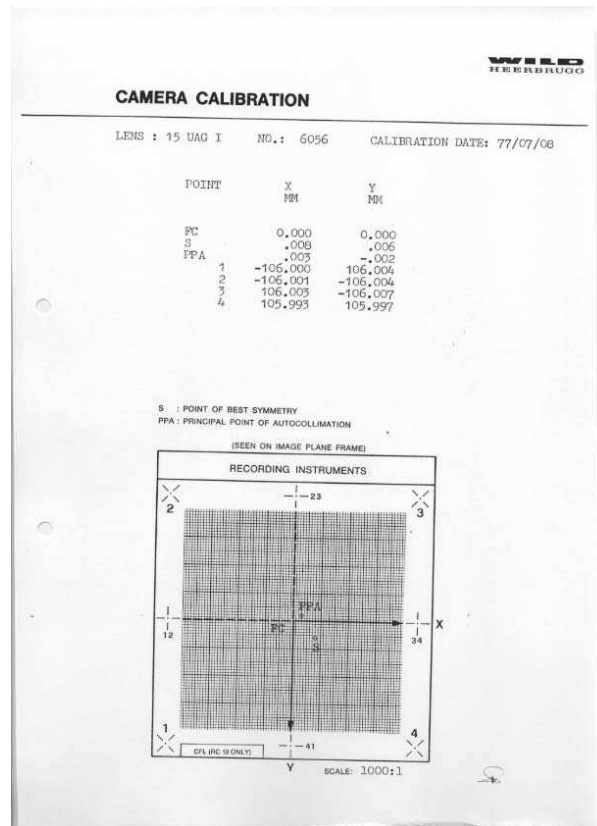
CALIBRATED FOCAL LENGTH 151.78 MM

DISTORTION (MICROMETERS)
POSITIVE VALUES DENOTE IMAGE DISPLACEMENT AWAY FROM CENTER.

RADIUS MM	SEMI-DIAGONAL				MEAN
	1	3	2	4	
0	0	0	0	0	0
10	-2	-4	-1	-4	-3
20	-5	-4	-2	-4	-4
30	-4	-4	-4	-7	-5
40	-4	-4	-2	-5	-4
50	-2	-3	-3	-5	-3
60	-1	-1	-1	-4	-2
70	1	2	3	0	2
80	2	3	3	2	3
90	2	3	3	2	3
100	3	4	3	1	3
110	1	3	2	2	2
120	-1	0	-1	0	0
130	1	1	1	3	1
140	2	0	1	3	2
148	4	2	1	3	2

RESOLVING POWER (LINE PAIRS PER MILLIMETER)
CONTRAST (LOG) 2.0 APERTURE: 5.6 FILM: AGFAPAN 25 PROFESSIONAL

ANGLE (DEG.)	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45
RAD.	119	106	66	46	40	48	58	69	29	11
TANG.	119	105	92	79	59	44	40	57	49	33
AWAR	53									



Vedlegg B

Vedlegg C

Photo-T Parameters and Results for Project vopna_ISN

Exterior Orientation

Strip Id	Photo Id	X	Y	Z	Omega	Phi	Kappa	Status	Given X
Given Y	Given Z	Given Omega	Given Phi	Given Kappa	VX	VY	VZ	VOmega	VPhi
Y-Std Dev	Z-Std Dev	Omega Std Dev	Phi Std Dev	Kappa Std Dev	Std Dev	Std Dev	Std Dev	VX(gps)	VY(gps)
VOmega(ins)	VPhi(ins)	VKappa(ins)							
F	773	708513.985	579714.565	4649.429	0.188	-0.341	-97.703	Used	
F	774	708457.903	582341.353	4648.728	-0.076	-0.374	-98.460	Used	
F	775	708404.072	584933.971	4649.534	-0.211	-0.906	-96.967	Used	
F	776	708336.116	587666.499	4648.616	-0.823	-0.693	-97.528	Used	
K	9152	707687.833	581214.348	5625.973	-0.393	0.206	108.717	Used	
K	9150	707434.551	584873.550	5629.284	-0.227	0.079	108.740	Used	
K	9148	707196.308	588478.118	5626.503	-0.296	1.285	108.077	Used	
K	9151	707560.275	583039.206	5627.915	-0.288	0.471	108.566	Used	

Vedlegg D

Photo-T Parameters and Results for Project vopna_ISN

PhotoT Triangulation Options

Adjustment Mode : Absolute
 Precision Computation : Enabled
 Error Detection : Disabled
 Camera Calibration : Enabled
 Self-Calibration : Enabled
 Given EO/GPS : Enabled
 Antenna Offsets : Enabled
 GPS Shift/Drift Correction : Disabled
 INS Shift/Drift Correction : Disabled

Parameters

	Parameter	X/Omega	Y/Phi	Z/Kappa	XY
	RMS Control	0.001	0.001	0.006	0.001
	RMS Check				
	RMS Limits	0.200	0.200	0.200	
	Max Ground Residual	0.002	0.001	0.017	
	Residual Limits	0.200	0.200	0.200	
	Mean Std Dev Object	0.000	0.000	0.000	
	RMS Photo Position	0.000	0.000	0.000	
	RMS Photo Attitude	0.000	0.000	0.000	
	Mean Std Dev Photo Position	0.000	0.000	0.000	
	Mean Std Dev Photo Attitude	0.000	0.000	0.000	

Key Statistics

Sigma: 8.5 um
 Number of iterations: 3
 Degrees of Freedom: 353

Solution Successful.

Current Count

Control Points Used: 12
 Check Points Used: 0
 Photos Used: 8
 Photos Not Used: 0
 Image Points Used: 357

Cameras used: (2).

Camera Id	Lens	Distortion
RC10_1977		On
RC10_88_UAG6056		On

Project Settings

Linear Units:	Meters
Angular Units:	Grads

Atm Refraction:	On
Earth Curvature:	On